Zeitreihenanalyse und Simulation von Grundwasserstandsganglinien in Berlin (West) zur Ermittlung der Grundwasserneubildung

Inaugural - Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde
des Fachbereichs 24 (Geowissenschaften)
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Eckart Bütow

aus Koblenz

Berlin 1976

Zeitreihenanalyse und Simulation von Grundwasserstandsganglinien in Berlin (West) zur Ermittlung der Grundwasserneubildung

Inaugural - Dissertation

zur Erlangung der Doktorwürde
des Fachbereichs 24 (Geowissenschaften)
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von

Eckart Bütow

aus Koblenz

Berlin 1976

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

1. Referent: Prof. Dr. H. Brühl
2. Referent: Prof. Dr. W. Skala

Tag der mündlichen Prüfung: 19. 2. 1976

VORWORT

Anstoß für diese Arbeit war die Überlegung, ob sich Teile der in der Hydrologie verwendeten Verfahren auch auf Probleme der Grundwasserforschung übertragen lassen. Herr Prof. Dr. H. Brühl vom Institut für Angewandte Geologie an der Freien Universität Berlin griff diese Idee auf. Er wies darauf hin, daß sich die Berliner Verhältnisse für eine derartige Untersuchung anbieten würden und ermöglichte so die Anfertigung dieser Arbeit. Im Verlauf meiner Tätigkeit lernte ich ihn als kritischen und anregenden Diskussionspartner kennen, der mich mit seinem großen Fachwissen voll Tatkraft unterstützte. Ihm möchte ich an dieser Stelle besonders herzlich danken.

Die in dieser Arbeit untersuchten Grundwasserstandsganglinien wurden dankenswerterweise vom Senator für Bau- und Wohnungswesen zur Verfügung gestellt, die Klimawerte vom Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin.

Die Berechnungen wurden am Großrechenzentrum für die Wissenschaft Berlin durchgeführt. Das dort vorhandene Computersystem TR 440 (AEG, Telefunken) konnte über Dialogbetrieb in der Abteilung Mathematische Geologie des Instituts für Geologie der Freien Universität Berlin bedient werden. Bei der Mathematischen Geologie wurde ich unterstützt von Herrn Prof. Dr. W. Skala und Herrn Dipl. Math. H. Burger.

Ich möchte nicht versäumen, auch den Mitgliedern des Instituts für Angewandte Geologie zu danken. In der kameradschaftlichen Atmosphäre des Instituts habe ich mich wohl gefühlt. Zuletzt mein Dank an Frau R. Timm für die Anfertigung der Zeichnungen.

Seite

1. EINLEITUNG 6

2. GRUNDLAGEN ZUR ERMITTLUNG DER GRUNDWASSERNEUBILDUNG 8

2.1 Einführung in die Bedingungen zur Grundwasserergänzung im Berliner Raum 8

2.1.1 Der Grundwasserhaushalt in Berlin 8

2.1.2 Hydrogeologische Bedingungen des Berliner Raumes 11

2.1.3 Klimaverhältnisse 15

2.2 Gesetzmäßigkeiten der Grundwasserstandsschwankungen 17

2.3 Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung aus Grundwasserständen 20

2.3.1 Die Beziehung zwischen Niederschlag und Grundwasserstand 21

2.3.2 Analyse von Grundwasserspiegelschwankungen 23

3. ZEITREIHENANALYSE DER GRUNDWASSERSTANDSDATEN 27

3.1 Grundlagen der Zeitreihenanalyse 27

3.1.1 Aufbau einer Zeitreihe 27

3.1.2 Datenvorbereitung 30

3.1.3 Datenqualifikation 32

3.2 Verfahren der Zeitreihenanalyse 33

3.2.1 Mittelwert, Standardabweichung und Trend 33

3.2.2 Autokorrelation 36

3.2.3 Frequenzanalyse 45

3.3 Ergebnisse der Zeitreihenanalyse 51

3.3.1 Auswahl der untersuchten Grundwasserbeobachtungsrohre 51

Seite

3.3.2 Trendverhalten der Grundwasserstände 54

3.3.3 Qualitative Aussagen zur Grundwasserneubildung 56

3.3.4 Abhängigkeit der Grundwasserneubildung vom Niederschlag 62

4. SIMULATION VON GRUNDWASSERSTANDSDATEN DURCH EIN MATHEMATISCHES MODELL 67

4.1 Arbeitsgang bei der Modellerstellung 68

4.2 Aufbau und Struktur des Modells 71

4.2.1 Austauschzone (Bodenzone 1) 74

4.2.2 Ungesättigte Bodenzone (Bodenzone 2) 80

4.2.3 Gesättigte Bodenzone (Bodenzone 3) 85

4.3 Anwendbarkeit des Modells 87

4.3.1 Auswirkungen der anthropogenen Eingriffe auf das Modell 88

4.3.2 Empfindlichkeit der Modellparameter und ihre Optimierung 89

4.4 Ergebnisse der Simulation 93

5. ZUSAMMENFASSUNG 105

6. LITERATUR 109

ANLAGEN

ANHANG

Programm ZEREAN zur Zeitreihenanalyse von Grundwasserstandsdaten

Programm GWMOD zur Simulation von Grundwasserstandsdaten

1. EINLEITUNG

In Berlin (West) steht man vor dem Problem, daß die Grundwasserförderung zur Zeit größer ist als die Grundwasserneubildung. Die Folge ist ein kontinuierliches Absinken der Grundwasserstände. Die natürliche Ergänzung des Grundwassers durch Niederschläge reicht somit nicht aus, die dem Untergrund entnommenen Wassermengen aufzufüllen. Für den Berliner Raum wird der Fehlbedarf in der Wasserbilanz zum einen durch Uferfiltrat der Oberflächengewässer, zum anderen durch eine Überbeanspruchung der Grundwasserreserven gedeckt. Um die Belastbarkeit eines Grundwasserleiters zu ermitteln, muß man den Ablauf und den Umfang der natürlichen Grundwasserneubildung kennen.

Für die nutzbaren Grundwasserreserven in Berlin liegen bisher nur grobe Abschätzungen vor. Dies liegt vor allem daran, daß die bekannten Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung Unterschiede im geologischen Aufbau, in der Bodenbedeckung sowie anthropogene Einflüsse für die Wasserbilanzierung nicht erfassen können.

In der vorgelegten Arbeit wird versucht, mit Hilfe zweier bisher im Berliner Raum nicht angewendeter Verfahren die natürliche Grundwasserneubildung zu berechnen. Die Grundlage beider Verfahren ist die Auswertung von Grundwasserstandsganglinien.

Bei dem ersten Verfahren werden die Grundwasserstandsschwankungen unter Verwendung der Zeitreihenanalyse untersucht. Die Ergebnisse der Zeitreihenanalyse ermöglichen Aussagen über Aufbrauch und Rücklage eines Aquifers. Dies beinhaltet qualitative Erkenntnisse über Art und Umfang der Grundwasserneubildung. Ferner läßt sich die Antwortzeit - die Zeit zwischen Niederschlagsereignis und entsprechender Grundwasserstandsänderung - ermitteln.

Die Interpretation der Ergebnisse wird durch die Kenntnis des geologischen Aufbaus des Grundwasserleiters und der Deckschichten ermöglicht.

Das zweite Verfahren erweitert die Aussagen der Zeitreihenanalyse zu einer quantitativen Bestimmung der Grundwasserneubildung. Dies erfolgt durch ein mathematisches Modell. Im Modell werden die einzelnen Größen des Wasserhaushaltes bestimmt und zu einer Simulation von Grundwasserstandsdaten verwendet. Ziel der Simulation ist die Erzeugung einer Grundwasserganglinie, die einer gemessenen Ganglinie des Untersuchungsgebietes möglichst nahe kommt. Ist dies erreicht, so lassen sich auf Grund der Eingabedaten für das Modell, die einzelnen Wasserhaushaltsgrößen ermitteln. Zur Simulation einer Ganglinie sind neben gemessenen Vergleichsdaten die Meßdaten von Niederschlag, Lufttemperatur und Dampfdruck notwendig.

Beide Verfahren sind in der Hydrologie vor allem beim Oberflächenabfluß mit Erfolg angewendet worden. Für die spezielle Behandlung von Grundwasserstandsdaten sind dem Verfasser bisher lediglich die Arbeiten von LAW (1974) und DEGALLIER (1972) bekannt. Ihre veröffentlichten Ergebnisse haben begrenzten Umfang und behandeln jeweils nur eines der beiden Verfahren.

Im Rahmen dieser Arbeit soll insbesondere die Anwendung dieser Untersuchungsmethoden erläutert werden. Die Ergebnisse können daher kein vollständiges Bild über das Verhalten des Berliner Grundwassers vermitteln. Es wird jedoch deutlich, daß mit der Analyse und Simulation von Grundwasserstandsdaten die Möglichkeit gegeben ist, die einzelnen Größen des Grundwasserhaushalts zu bestimmen. Mit Hilfe der im Anhang aufgeführten Rechenprogramme können die hier vorgestellten Ergebnisse zu Gebietswerten des Berliner Raumes erweitert werden.

2. GRUNDLAGEN ZUR ERMITTLUNG DER GRUNDWASSER-NEUBILDUNG

Voraussetzung für die Berechnung der Grundwasserneubildung eines Untersuchungsgebietes ist die Kenntnis der regionalen Bedingungen. Einfluß auf Art und Umfang der Grundwasserergänzung in Berlin haben neben wasserwirtschaftlichen Gesichtspunkten vor allem die hydrogeologischen und klimatischen Bedingungen.

Da die Ermittlung der Grundwasserneubildung auf der Analyse von Grundwasserstandsänderungen beruht, ist es notwendig, die Gesetzmäßigkeiten der Grundwasserspiegelschwankungen aufzuzeigen. Diese Gesetzmäßigkeiten helfen bei der Beurteilung des Informationsgehaltes der Zeitreihenanalyse.

Mit der Zeitreihenanalyse wird ein relativ neues Verfahren zur Untersuchung der Grundwasserstandsdaten vorgestellt. Deshalb werden vorab die Vor- und Nachteile der bisher verwendeten Verfahren diskutiert.

Diese Grundlagen sollen vor der Behandlung der Zeitreihenanalyse einen Einblick in die Fragen und Probleme der Grundwasserneubildung unter besonderer Berücksichtigung der Berliner Verhältnisse ermöglichen.

2.1 Einführung in die Bedingungen zur Grundwasserergänzung im Berliner Raum

2.1.1 Der Grundwasserhaushalt in Berlin

Schon in den 60er Jahren des vorigen Jahrhunderts wurden im Zuge von hygienischen Untersuchungen in Berlin erstmals Grundwasserstandsdaten systematisch gemessen. Der Aufbau eines Grundwasserbeobachtungsdienstes im Jahre 1869 ermöglichte in Verbindung mit geologischen, chemi-

schen und statistischen Forschungsergebnissen schon frühzeitig einen Einblick in die Grundwasserverhältnisse der Stadt.

Mit dem Wachsen der Bevölkerung und der Zunahme des zur Wasserversorgung geförderten Grundwassers wurde in zunehmendem Maße das natürliche Grundwasserdargebot überbeansprucht. Zur Jahrhundertwende hatten sich die Vorflutverhältnisse so weit verändert, daß die Niederschläge zur Ergänzung des Grundwassers nicht mehr ausreichten. So muß seit 1913 u. a. der Wasserspiegel der Grunewald-Seenkette (Krumme Lanke, Schlachtensee) durch Überpumpen von Havelwasser künstlich gehalten werden.

Schon im Jahre 1916 wies KELLER auf die Schäden einer wachsenden Überbeanspruchung des Berliner Grundwassers hin. Damals machte er Vorschläge, um den Niedrigwasserabfluß von Havel und Spree zu sichern, den er durch die hohe Grundwasserförderung gefährdet sah.

DENNER (u. a. 1934, 1938, 1947, 1958) verfolgte die Entwicklung der Berliner Grundwasserstände aufmerksam weiter. Seine Arbeiten ermöglichen nach wie vor den besten Einblick in die Grundwasserverhältnisse, da er über die Wasserwirtschaft hinaus die hydrogeologischen und meteorologisch-klimatischen Aspekte sowie die oberirdische Geländegestaltung berücksichtigte.

Faßt man die Erkenntnisse von DENNER zusammen, so sind für den Rahmen dieser Arbeit folgende Punkte von Bedeutung:

- Die Grundwasserneubildung durch die Infiltration der Niederschläge und durch Uferfiltrat ist geringer als die Grundwasserentnahme. Daher ist eine Wasserversorgung ohne Grundwasseranreicherung nicht möglich.
- Der überwiegende Anteil des geförderten Grundwassers besteht aus uferfiltriertem

Spree- bzw. Havelwasser. Der Anteil des Uferfiltrats liegt im Bereich der Wasserförderungsanlagen bei 65 % der geförderten Wassermengen (dagegen KÜNITZER, 1956).

- Die zunehmende Bebauung verringert die Möglichkeiten zur Infiltration von Niederschlagswasser.

Das Absinken der Grundwasserstände wurde in der Vergangenheit durch drei Faktoren beschleunigt: verstärkte Grundwasserentnahme für die Wasserversorgung, zunehmende Grundwasserabsenkungen bei Tiefbaumaßnahmen und wachsende Versiegelung durch großflächige Bebauung. Obwohl schon frühzeitig auf die Gefahren der Überbelastung des Grundwassers hingewiesen wurde, sind bis heute keine wirksamen Maßnahmen für eine Tendenzwende getroffen worden.

KLOOS (1963, 1965) hat zwar mit Trendberechnungen auf die Probleme des absinkenden Grundwassers hingewiesen, ging aber nicht auf die Größenordnung der Überbelastung des Grundwassers ein. Auch HÜNERBERG (1970) und TESSENDORFF (1973 a, b) haben sich mit dem Grundwasserhaushalt in Berlin (West) beschäftigt. Unbeantwortet blieb jedoch die Frage, mit welchen administrativen und technischen Mitteln die Grundwasserverhältnisse verbessert werden können.

HÜNERBERG (1970) hat für Berlin (West) eine überschlägige Grundwasserbilanz für das Jahr 1968 veröffentlicht. Nach dieser Bilanz sollen für die Grundwasserergänzung 36 % des Gesamtniederschlages zur Verfügung stehen. Der Verfasser neigt jedoch zu der Ansicht, daß bei sehr guten Infiltrationsbedingungen in Berlin (z. B. Grunewald) maximal 20 % dem Grundwasser zugute kommen. Betrachtet man die unterschiedlichen und wesentlich schlechteren Verhältnisse zur Infiltration im Stadtgebiet, so werden für eine Gesamtbilanz vermutlich nur 5 - 10 % des Niederschlags der Grundwasserneubildung dienen.

Diese Gegenüberstellung soll verdeutlichen, wie notwendig es ist, die natürliche Grundwasserneubildung durch Niederschläge genauer zu ermitteln. Daß dies auf Grund der unterschiedlichen anthropogenen Eingriffe, hydrogeologischen Bedingungen und Bodenbedeckung äußerst schwierig ist, steht außer Frage.

2.1.2 Hydrogeologische Bedingungen des Berliner Raumes

Die geologischen Verhältnisse des Berliner Untergrundes sind weitgehend bekannt (ASSMANN, 1957). Schon frühzeitig wurden von der Preußischen Geologischen Landesanstalt die Ergebnisse von Bohrungen in einem Bohrarchiv festgehalten, welches heute vom Senator für Bau- und Wohnungswesen weitergeführt wird. Über die Grundwasserverhältnisse geben ca. 1500 Grundwasserbeobachtungsrohre auf dem Gebiet Berlin (West) Auskunft, die vom Senator für Bau- und Wohnungswesen und von den Berliner Wasserwerken überwacht werden. Somit ist die Möglichkeit gegeben, sich ein gutes Bild von den hydrogeologischen Bedingungen des Berliner Raumes zu machen.

Für die Wasserversorgung Berlins sind tertiäre Ablagerungen, vor allem jedoch die pleistozänen Ablagerungen des Quartärs von Bedeutung. Die tertiären Ablagerungen sind insofern wichtig, da sie die Grenze zwischen einem tiefer liegenden salzhaltigen und dem oberflächennahen süßen Grundwasser bilden. Die Trennung erfolgt durch marine Ablagerungen des Mitteloligozäns, dem Septarienton. Die auflagernden Schichten bilden oberoligozäne, miozäne und pleistozäne Ablagerungen.

Der Aufbau von Oberoligozän und Miozän läßt nur eine beschränkte Grundwasserförderung zu. So setzt sich das Oberoligozän überwiegend aus schlecht leitenden glim-

merführenden Feinsanden zusammen. Das Miozän wird von Feinsanden, Tonen, Kiesen und geringmächtigen Braunkohleneinlagerungen gebildet. Das Grundwasser der miozänen Sedimente ist vor allem wegen der hohen organischen Anteile der Braunkohle für die Wasserversorgung nicht geeignet. Die Bildung von Staumoränen und Rinnen durch die pleistozänen Gletscher können Oberoligozän und Miozän so abgetragen haben, daß die pleistozänen Sedimente direkt dem Septarienton aufliegen.

In Norddeutschland sind drei Eiszeiten im Gegensatz zu den vier Eiszeiten des Alpenbereichs nachgewiesen (WOLDSTEDT & DUPHORN, 1974). Die Sedimente aller drei Glaziale und der beiden Interglaziale sind im Berliner Raum nachweisbar. In den meisten Bohrprofilen trifft man jedoch nicht die ganze Schichtabfolge an, wie sie in Abb. 1 dargestellt ist. Die drei Eiszeiten haben jeweils das Liegende verformt. Die Ablagerungen des Elster- und Saaleglazials können aus diesem Grund recht unterschiedlich aufgebaut sein. Es treten Schichtlücken auf, so daß auch Geschiebemergelhorizonte und Trennsande unterschiedlicher Entstehungszeit ineinander übergehen können.

Die ältesten pleistozänen Ablagerungen stammen aus der Elstereiszeit. Es lassen sich trotz der oftmals gestörten Verhältnisse zwei Geschiebemergelbänke unterscheiden, die durch Sand- und Kieslagen voneinander getrennt sind. In dem folgenden Holstein-Interglazial (Interglazial I) wurden fluviatile und limnische Sedimente abgelagert. Wegen ihres hohen Ton- und Schluffanteils sind sie schlecht grundwasserleitend. In der zweiten Vereisung, dem Saale-Glazial, sind drei Grundmoränenhorizonte ausgebildet. Die drei Geschiebemergelhorizonte sind wiederum durch Sand- und Kieslagen voneinander getrennt. Die Sedimente des Saale-Glazials sind nicht so mächtig wie die Sedimente des Elster-

Zeichen nach DIN 4023	Benennung	* siehe Fußnote	Mächtigkeit in m		Geologische Formation
	Sand, Torf	s,tf	2-5		Holozän
	Talsand	∂ as	< 5	10 - 14	Weichsel-Glazial
	Sand	∂ s 2	< 5		
	Geschiebemergel	∂ m 2	< 2		
	Sand	∂ s 1	5-10		
	Geschiebemergel	∂ m 1	< 7		
	Torf, Sand, Ton Faulschlamm	di II	1-3		Interglazial III
	Sand Kies Geschiebemergel	ds 1-3 dg 1-3 dm 1-3	18-50		Saale-Glazial
	humose Sande, Ton	di I	10-14		Holstein-Interglazial
	Sand Kies Geschiebemergel	δ s 1-2 δ g 1-2 δ m 1-2	50-125		Elster-Glazial
	Braunkohlenton Feinsand Kies	mi ℏ mi G mi g	50-80		Miozän
	Sand	OoS	10-40		Ober-oligozän
	Septarienton	Omℏ	70-160		Mittel-oligozän

* Abkürzung, wie sie im Kartenwerk "Geologische Karte von Berlin" verwendet wird

Abb. 1: Schematisierter geologischer Aufbau des Berliner Untergrundes (Schichtenfolge nach ASSMANN, 1957)

Glazials. Das Interglazial II konnte sich nur sehr geringmächtig ausbilden und ist daher durch das folgende Weichsel-Glazial fast völlig abgetragen worden. Da die jüngste Vereisung nicht noch einmal entscheidend überprägt wurde, sind hier die einzelnen Grundmoränen meist gut zu verfolgen. Man kann zwei Geschiebemergelhorizonte mit dem Trennsand voneinander unterscheiden.

Beim Rückzug der Gletscher des Weichselglazials bildete sich durch die Schmelzwässer eine von Osten nach Westen gerichtete Talniederung aus, das Warschau-Berliner-Urstromtal. Es trennt die beiden von Geschiebemergel überdeckten Hochflächen Berlins, die Teltowhochfläche im Süden von der Barnimhochfläche im Norden.

Trotz der Geschiebemergellagen und der Sedimente der Interglaziale stellen die pleistozänen Ablagerungen durch ihre mächtigen Sand- und Kiesabfolgen einen guten Grundwasserleiter dar. Da die Geschiebemergelhorizonte durch die gestörten Verhältnisse nicht weithin aushalten, kann man die pleistozänen Ablagerungen als eine hydrologische Einheit betrachten. Dennoch können sich örtlich bei Geschiebemergellinsen gespanntes Grundwasser oder mehrere Grundwasserstockwerke ausbilden. Die Sickerverhältnisse der Hochflächen ermöglichen durch ihren Aufbau im allgemeinen nur eine geringe Grundwasserneubildung.

Die Anlagen 1 und 2 zeigen die Standorte der Meßstellen mit den dazugehörigen Bohrprofilen, deren Grundwasserganglinien in dieser Arbeit untersucht wurden. Weiteres findet sich dazu in Kap. 3.3.1.

Auf Grund der eiszeitlichen Überprägung ist das Relief im Berliner Raum nur gering ausgebildet. Der Charakter des Landschaftsbildes wird neben dem Urstromtal von Kuppen und Höhenrücken der Kamesbildungen und Endmoränen sowie postglazialen Flugsandablagerungen geprägt.

Die höchsten Erhebungen in Berlin (West) sind der Schäferberg in Wannsee (103 m) und die Havelberge im Grunewald (97 m).

2.1.3 Klimaverhältnisse

Die Klimawerte zur Beurteilung der Grundwasserneubildung sind vom Institut für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität zur Verfügung gestellt worden. Neben der monatlichen Niederschlagssumme wurden für die Untersuchungen die monatlichen Mittelwerte von Lufttemperatur und Dampfdruck verwendet. Der Umfang der verwendeten Klimawerte entspricht der vorhandenen Datenlänge der Grundwasserstände, er erstreckt sich über 20 hydrologische Jahre von 1954 - 1973. Zur Beurteilung der Aussagekraft der Zeitreihenanalyse werden außerdem die Niederschlagswerte von 65 hydrologischen Jahren (1909 - 1973) herangezogen.

SCHLAAK (1972) stellt die Niederschlagsverhältnisse in Berlin zusammenfassend dar. Abb. 2 zeigt die langjährige mittlere Niederschlagsverteilung in Berlin.

Es wird deutlich, daß innerhalb des Stadtgebietes in den Mittelwerten der jährlichen Niederschlagssumme Unterschiede von 80 mm auftreten. Da sich nur wenige Grundwasserbeobachtungsrohre in unmittelbarer Nähe der Klimastation Berlin-Dahlem befinden, stellt die Verwendung der Klimadaten für alle untersuchten Grundwasserganglinien eine Vereinfachung dar. Die mittlere jährliche Niederschlagssumme beträgt für Berlin-Dahlem 580 mm.

Die Klimawerte wurden wie die Grundwasserstandsdaten mit den Verfahren der Zeitreihenanalyse untersucht. Die Ergebnisse sollen bei der Analyse der Grundwasserstandsdaten mit vorgestellt werden, soweit sie für die Beur-

teilung der Grundwasserneubildung wichtig sind (Kap. 3.2.2 und 3.3.4).

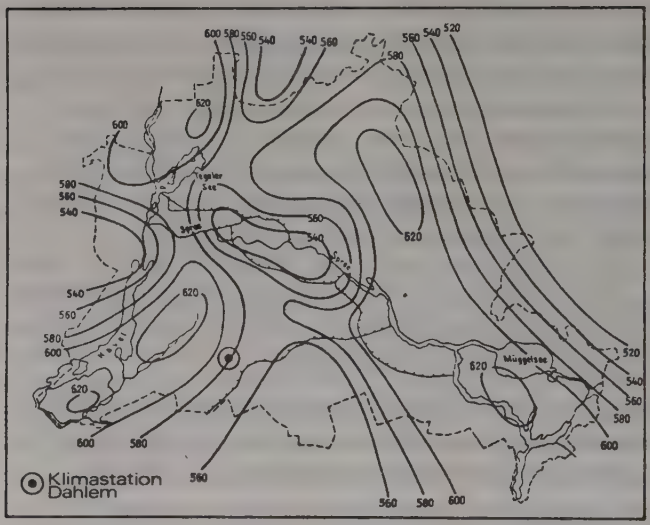


Abb. 2: Angenäherte langjährige mittlere Niederschlagsverteilung in Berlin (SCHLAAK, 1972)

Lysimetermessungen erlauben es, die Auswirkung der meteorologischen Meßwerte auf den Bodenwasserhaushalt abzuschätzen. Für Berlin liegen dazu die Ergebnisse der Lysimeteranlage in Berlin-Dahlem vor (HUSEMANN & WESCHE, 1964; WESCHE, 1970). Ferner bieten sich die Ergebnisse der ältesten Lysimeteranlage Deutschlands

in Eberswalde an, welche ca. 50 km von Berlin entfernt ist (u. a. GÖHRE, 1949; VETTERLEIN, 1961).

2.2 Gesetzmäßigkeiten der Grundwasserstandsschwankungen

Die statistische Aufbereitung und Auswertung von Grundwasserstandsdaten setzt voraus, daß die so ermittelten Ergebnisse den empirischen Erkenntnissen über die Gesetzmäßigkeiten der Grundwasserspiegelschwankungen entsprechen.

Die Gesetzmäßigkeiten der Grundwasserspiegelschwankungen in porösen Aquifers sind an verschiedenen Beispielen untersucht worden (u. a. BURRE, 1960; UBELL, 1961; WARD, 1963; BAUMANN, 1964; DENNER, 1965; EINSELE, 1975). Ziel der Untersuchungen war es, die unterschiedlichen Beeinflussungsfaktoren für Grundwasserstandsänderungen aufzuschlüsseln. Aus den Arbeiten geht hervor, daß folgende Eigenschaften eines Standorts für die Beurteilung von Grundwasserspiegelschwankungen wichtig sind:

- Flurabstand des Grundwassers
- Aufbau des Aquifers (Durchlässigkeit, Transmissivität, nutzbares Porenvolumen)
- Entfernung zum Vorfluter
- Bodenart und Bodenabdeckung
- Morphologie

Diese Faktoren wirken nicht jeweils allein, sondern beeinflussen sich gegenseitig. Wenn außerdem die Zahl der untersuchten Grundwasserganglinien gering ist, können die Gesetzmäßigkeiten von Grundwasserspiegelschwankungen nur schwer erfaßt werden. Es soll nun der Versuch gemacht werden, die Ergebnisse der aufgeführten Arbeiten zusammenzufassen.

Eine Grundwasserspiegelschwankung wird durch ihre Amplitude und die entsprechende Frequenz charakterisiert. Es reicht für die Beurteilung der Gesetzmäßigkeiten nicht aus, allein den Schwankungsbereich der Grundwasserstände zu betrachten. So ist es durchaus möglich, daß zwei Grundwasserleiter mit erheblichen Unterschieden in der Grundwasserneubildung den gleichen Schwankungsbereich des Grundwasserstandes haben.

Mit wachsendem Flurabstand werden die Grundwasserganglinien geglättet. Oberflächennahe Aquifere können schnell auf Niederschlag und Evapotranspiration reagieren und werden daher vor allem von Frequenzen kurzer Wellenlängen geprägt. Mit größer werdendem Flurabstand verschiebt sich die Amplitude der Schwankungen von den kurzen zu den langen Wellenlängen. Mit der Glättung der Ganglinien nimmt auch die Antwortzeit des Grundwasserleiters auf den effektiven Niederschlag zu. Je länger die Antwortzeit wird, um so schwerer lassen sich einzelne Niederschlagsereignisse einer Grundwasserstandsänderung zuordnen.

Der Aufbau eines Aquifers beeinflußt direkt die Grundwasserneubildung. Bei einem homogenen und isotropen Grundwasserleiter wird bei zunehmender Transmissivität die Grundwasserneubildung steigen. Je feinkörniger das durchströmte Material ist, desto größer ist die Oberfläche des durchströmten Leiters und um so geringer ist seine Durchlässigkeit. Für Grundwasserspiegelschwankungen heißt dies, daß sich ein effektiver Niederschlag bei geringer werdender Durchlässigkeit verzögert und gedämpft bemerkbar macht. Mit dem Anstieg der Durchlässigkeit verlagert sich die Amplitude der Grundwasserspiegelschwankungen zu den kurzen Wellenlängen. Der Jahreszyklus ist in Grundwasserleitern mit hoher Durchlässigkeit besser ausgeprägt als bei Grundwasserleitern niedriger Durchlässigkeit. Der Schluff-

und Feinkornanteil hat bei oberflächennahem Grundwasser noch eine weitere Folge: Durch die erhöhte Kapillarität ist die Auswirkung der Evapotranspiration größer als bei einem grobkörnigen Aquifer.

Die Vorflutverhältnisse stehen ebenfalls in einem direkten Zusammenhang mit den Grundwasserspiegelschwankungen. Mit der Entfernung zum Vorfluter steigt der Schwankungsbereich der Grundwasserstände an. Dies liegt daran, daß sich das Spiegelgefälle des Grundwassers verringert und sich somit ein geringerer Grundwasserabstrom einstellt. Ein stärkeres Gefälle führt zu größerer Grundwassergeschwindigkeit, wodurch Schwankungen kurzer Wellenlängen entstehen.

Bodenart und Bodenabdeckung wirken auf die Menge des versickernden Niederschlages und auf die Höhe der Evapotranspiration. Von der Speicherfähigkeit der durchwurzelten Bodenzone und der damit verbundenen ausschöpfbaren Bodenfeuchte hängt indirekt der Schwankungsbereich der Grundwasserstände ab. Ein Boden mit hoher Speicherfähigkeit steigert die Evapotranspiration und verringert die Grundwasserneubildung. Der Jahresgang der Grundwasserneubildung wird dadurch verstärkt. Die Bodenabdeckung hat direkten Einfluß auf die Grundwasserneubildung. Im Extremfall der völligen Versiegelung durch Bebauung werden die Grundwasserstandsschwankungen nur durch einen horizontalen Grundwasserzustrom hervorgerufen. Entsprechend der flächenmäßigen Ausdehnung und der Wirksamkeit der Versiegelung werden die Ganglinien im Extremfall so geglättet, daß nur geringe Amplituden großer Wellenlängen zu beobachten sind.

Die Morphologie ist neben Bodenart, Bodenabdeckung und Niederschlagsintensität ausschlaggebend für den Oberflächenabfluß. Je steiler das Gelände geneigt ist, um

so geringer ist die Grundwasserneubildung.

Die hier zusammengestellten Gesetzmäßigkeiten sind nur unter folgenden Einschränkungen gültig:

- homogener, isotroper und invarianter Aquifer
- gleicher hydrogeologischer Aufbau von Sickerweg und Aquifer
- Grundwasserstandsänderungen beruhen allein auf der Infiltration der Niederschläge
- keine Beeinflussung durch Wasserstandsänderungen der Vorfluter

Mit Hilfe der Zeitreihenanalyse lassen sich die Gesetzmäßigkeiten der Grundwasserspiegelschwankungen verdeutlichen, da die Frequenzen und Amplituden der Schwankungen berechnet werden können.

2.3 Verfahren zur Berechnung der Grundwasserneubildung aus Grundwasserständen

Die Ermittlung der Grundwasserneubildung aus der Änderung des Grundwasserstandes stellt eine Vereinfachung dar. Grundwasserspiegelschwankungen sind nämlich nicht allein auf die Infiltration von Niederschlägen zurückzuführen. So sehen TODD (1964) und NILSSON (1968) die Ursachen auch in Schwankungen des atmosphärischen Drucks, Druckänderungen infolge Wind, Erdbeben etc., sowie Änderungen der Schwerkraft der Erde infolge der Anziehungskraft des Mondes (Tideeinfluß auch in ozeanfernen Aquifers). Die Auswirkungen dieser Einflüsse sind bei einem ungespannten Porengrundwasserleiter meist gering. Zudem werden die Einflüsse bei der Verwendung von Monatsmittelwerten nur eine untergeordnete Rolle spielen.

Bei keiner Berechnung der Grundwasserneubildung lassen sich alle klimatischen, geologisch-bodenkundlichen und geographischen Faktoren berücksichtigen. KITTNER et al. (1967) hat die Faktoren, von denen die Grundwasserneubildung abhängt, folgendermaßen aufgeschlüsselt:

1. Niederschlagshöhe
2. Niederschlagsdauer
3. Niederschlagsdichte
4. Lufttemperatur
5. Luftfeuchtigkeit
6. Sättigungsdefizit
7. Luftdruck
8. Windeinwirkung
9. Bodenstruktur und Deckschichten
10. Pflanzenwuchs
11. Gefälle und Rauhigkeit der Geländeoberfläche
12. Wassersättigungsgrad des Bodens
13. Bodentemperatur
14. Porenraum und Durchlässigkeit
15. Tiefe der Grundwasseroberfläche unter Gelände
16. Alkalität des Bodens

Der Umfang dieser Liste verdeutlicht, warum alle Berechnungsverfahren nur Schätzwerte erbringen.

Die Berechnungsmethoden der Grundwasserneubildung mit Hilfe von Grundwasserstandsschwankungen lassen sich in zwei Gruppen gliedern. Bei der ersten Gruppe wird die Grundwasserstandsänderung über den Niederschlag quantitativ erfaßt. Bei der zweiten Gruppe wird die Grundwasserneubildung durch die Analyse der Grundwasserstandsschwankungen unter Berücksichtigung der Eigenschaften eines Aquifer ermittelt.

2.3.1 Die Beziehung zwischen Niederschlag und Grundwasserstand

Die Art und der Umfang der Grundwasserneubildung spiegeln sich direkt in der Niederschlag-Grundwasserstand-Beziehung wider. Je schneller der Grundwasserstand auf Niederschläge reagiert, um so besser läßt sich eine

Grundwasserstandsänderung einem Niederschlagsereignis zuordnen. Mit zunehmender Antwortzeit auf Niederschläge glätten sich die Grundwasserganglinien (LANGBEIN, 1960). Für Porengrundwasserleiter mit guten Infiltrationsbedingungen liegt die Antwortzeit im allgemeinen zwischen 1 und 6 Monaten (DENNER, 1965). Es ist daher sinnvoll, für die Berechnung der Grundwasserneubildung aus der Korrelation von Niederschlag und Grundwasserstand Jahreswerte zu verwenden. Eine Vorhersage der Grundwasserstände nach Niederschlagsdaten läßt sich mit Erfolg nur bei Aquifers mit einem ausgeprägten Jahreszyklus durchführen.

UBELL (1961) stellte die Niederschlagshöhe eines Winterhalbjahres dem Grundwasseranstieg des gleichen Zeitraums gegenüber. Er ermittelte bei langjähriger Betrachtung eine lineare Beziehung zwischen beiden Größen. Aus der Steigung der Regressionsgeraden berechnete er einen "Näherungswert für den nutzbaren Bodenhohlraum der grundwasserführenden Schicht" und damit verbunden eine durchschnittliche Wasserspeicherung. Für die untersuchten Grundwasserganglinien des Berliner Raumes läßt sich eine solch klare Abhängigkeit des Grundwasserstandes vom Niederschlag im Winterhalbjahr nicht nachweisen.

RORABAUGH (1956) berücksichtigte neben dem Niederschlag auch die Temperatur im Winterhalbjahr und den Januar-Grundwasserstand, um den jährlichen Grundwasseranstieg vorauszusagen. Mit Hilfe vorhandener Meßwerte stellte er für einen Grundwasserleiter ein Nomogramm zur Berechnung der jährlichen Grundwasserstandsänderung auf. Die Anwendung dieser Methode erbringt bei den untersuchten Berliner Ganglinien nicht den erhofften Erfolg. Die Ursache dafür mag darin zu suchen sein, daß die Ergänzung des Grundwassers nicht allein durch die Winterniederschläge erfolgt, die Antwortzeiten mitunter größer als ein halbes Jahr sind und der Jahreszyklus nicht deutlich genug ausgeprägt ist.

Neben den Arbeiten von UBELL (1961) und RORABAUGH (1956) vermitteln FARVOLDEN (1968) und BLOEMEN (1968) einen zusätzlichen Einblick in die Niederschlag-Grundwasserstand-Beziehung. Während FARVOLDEN (1968) kurzgefaßt die Ergebnisse amerikanischer Autoren auf dem Gebiet vorstellt, berichtet BLOEMEN (1968) ausführlicher über die Untersuchungen an einem Testfeld in den Niederlanden mit 28 Beobachtungsbrunnen. Die Ergebnisse von BLOEMEN lassen sich wegen des geringen Flurabstandes nicht generell auf Berliner Verhältnisse übertragen. Es zeigt sich aber, daß ein geringer Flurabstand die Antwortzeit so verkürzt, daß man mit 10-Tagesdaten arbeiten muß.

2.3.2 Analyse von Grundwasserspiegelschwankungen

Die Bestimmung der Grundwasserneubildung kann indirekt über die Ermittlung der Transmissivität oder direkt über die Grundwasserspiegelschwankung erfolgen.

Die Ermittlung der Transmissivität aus Grundwasserstandsänderungen ist dann sinnvoll, wenn Spiegelschwankungen vor allem durch die Beeinflussung des Vorfluters hervorgerufen werden. FERRIS (1951) und RORABAUGH (1963) geben Verfahren an, mit denen es möglich ist, aus der Übertragung von Wasserstandsänderungen eines Vorfluters auf den Grundwasserstand die Transmissivität zu berechnen. Diese Verfahren setzen voraus, daß der Vorfluter in der Lage ist, relativ ungehindert Spiegelschwankungen an den Aquifer weiterzugeben. Bei den Berliner Vorflutverhältnissen lassen sich diese Verfahren nicht anwenden, da die Sohle und das Ufer der Berliner Gewässer durch schluffige organogene Sedimente stark abgedichtet sind und nur geringe Vorflutschwankungen auftreten.

Eine weitere Möglichkeit zur Abschätzung der Transmissivität ergibt sich aus der Betrachtung des natürlichen Gefälles zum Vorfluter. Dies ist durch die Untersuchung der Auslaufkurve des Grundwasserstandes bei der Grundwasserneubildung null oder die Analyse mehrerer benachbarter Grundwassermeßstellen möglich.

Die Auslaufkurve der Grundwasserstände zur Bestimmung der Transmissivität ist Objekt verschiedener Untersuchungen, z. B. von TISON (1965), RORABAUGH (1960) und DEGALLIER (1969). Voraussetzung dafür sind geringe Meßintervalle bei der Ablesung des Grundwasserstandes und ein genügend starkes Gefälle zum Vorfluter, damit sich die Auslaufkurve deutlich ausbilden kann. Aus den vom Senator für Bau- und Wohnungswesen zur Verfügung gestellten Tagesdaten der Grundwasserstände lassen sich keine Auslaufkurven ermitteln. Wie jedoch Monatsdaten zeigen, könnten Tagesschreiber an günstigen Standorten im Berliner Raum gut zur Berechnung der Transmissivität herangezogen werden.

Wie schon angedeutet, läßt sich die Transmissivität auch aus der Untersuchung der Wasserstände mehrerer Meßstellen berechnen. DEGALLIER (1969) berichtet von zwei Verfahren sowjetischer Autoren, KAMENSKY und LEBEDEV (1961). Ausgangspunkt beider Verfahren sind drei Meßstellen, die entsprechend der Fließrichtung des Grundwassers angeordnet sein müssen. Die Anwendung beider Verfahren ist recht einfach. Jedoch streuen die Werte der so ermittelten Transmissivitäten erheblich, wie ein Test mit Berliner Grundwasserständen erbrachte.

Bei der direkten Berechnung der Grundwasserneubildung aus Grundwasserstandsdaten erschweren zwei Probleme die Lösung. Zum einen muß die Wasserstandsänderung der Ganglinie mit Hilfe des Speicherkoeffizienten oder eines gemessenen Abflusses quantitativ geeicht werden. Zum

anderen bereitet es Schwierigkeiten, die Wasserstandsänderungen durch die unterschiedlichen Antwortzeiten eines Aquifers einem jeweiligen Abfluß zuzuordnen.

Einen guten Einblick in die Problematik gibt die Arbeit von JACOB (1943). Er legte vor allem Wert auf die Bestimmung der Antwortzeit und der Transmissivität bei der Berechnung der Grundwasserneubildung. Da die Ansätze von JACOB für relativ einfache hydrogeologische Bedingungen ausgelegt sind, ist die Anwendung für die stark anthropogen beeinflußten Berliner Grundwasserverhältnisse nur bedingt möglich.

Für den deutschsprachigen Raum liegen zu diesem Problem die Ergebnisse von BURRE (1960), HEINRICHSDORF (1971) und EINSELE (1975) vor. Alle drei Autoren versuchen auf unterschiedlichen Wegen die Wasserstandsänderung auf eine Wassermenge umzurechnen. BURRE (1960) kommt bei seinen Untersuchungen zu keinen schlüssigen Ergebnissen. Dies mag vor allem daran liegen, daß der von ihm gewählte Untersuchungszeitraum von drei Jahren zu kurz ist, um die unterschiedlichen Einflüsse auf den Grundwasserstand zu klären. HEINRICHSDORF (1971) betrachtet den Grundwassergang entlang eines Stromfadens und rechnet die Spiegelhöhen in Abflußwerte um. Voraussetzung für die Berechnung ist vor allem die Kenntnis von Sohlgefälle, Grundwasserspiegelgefälle und nutzbarem Porenraum des Aquifers. Das Verfahren ist speziell für Gebiete der Münchner Schotterebene ausgelegt, so daß es sich schwer auf Berliner Verhältnisse übertragen läßt.

EINSELE (1975) schlägt zwei Verfahren zur Eichung der Grundwasserganglinien vor. Das erste Verfahren stützt sich auf das schwer zu ermittelnde nutzbare Porenvolumen. Das zweite Verfahren benutzt zur quantitativen Abschätzung der Grundwasserneubildung die Trockenwet-

terlinie der Grundwasserstände. Für die wechselnden hydrogeologischen Bedingungen des Berliner Raumes sind beide Verfahren nur bedingt anwendbar. Dies liegt zum einen daran, daß das nutzbare Porenvolumen für einen heterogen aufgebauten Aquifer schwer bestimmbar ist, zum anderen, daß für ein nicht hydrographisch begrenztes Flachlandgebiet wie Berlin die Ermittlung der Trokkenwetterauslauflinie nicht möglich ist.

Im folgenden Kapitel soll gezeigt werden, wie durch eine Zeitreihenanalyse der Grundwasserstandsdaten einzelne Einflußfaktoren auf die Grundwasserneubildung ermittelt werden können. Diese Analyse der Grundwasserstandsdaten ist dann Ausgangspunkt für die Simulation von Grundwasserstandsganglinien.

3. ZEITREIHENANALYSE DER GRUNDWASSERSTANDSDATEN

3.1 Grundlagen der Zeitreihenanalyse

Die Verfahren der Zeitreihenanalyse wurden für Zwecke der Wirtschaftswissenschaften und der Informatorik entwickelt. Die Anwendung der zum Teil umfangreichen Berechnungen ist erst durch die Entwicklung der Computertechnik möglich geworden. Seit Beginn der 60er Jahre hat die Zeitreihenanalyse auch Eingang in die Hydrologie gefunden.

Mit der Zeitreihenanalyse läßt sich der zeitliche Ablauf eines hydrologischen Vorgangs bestimmen. Die Anwendungsgebiete liegen vor allem im Bereich des Oberflächenabflusses (u.a.: MATALAS, 1963; YEVJEVICH, 1963; QUIMPO, 1968 a+b; AUTORENKOLLEKTIV, 1971; PLATE, 1972) sowie auf den Gebieten Evapotranspiration, Temperatur, Niederschlag, Grundwasserstand und Sedimenttransport (u.a.: JULIAN, 1967; RODRIGUEZ-ITURBE & NORDIN, 1968; CHOW & KARELIOTIS, 1970; LAW, 1974). Über die Anwendungsmöglichkeiten informiert KISIEL (1969).

3.1.1 Aufbau einer Zeitreihe

Unter einer Zeitreihe versteht man nach DAWDY & MATALAS (in CHOW, 1964) und KISIEL (1969) eine Folge von Beobachtungsdaten, die entsprechend ihrer zeitlichen Entstehung aufgelistet sind.

$$x(t_1),\ x(t_2),\ x(t_3),\ \ldots \quad \text{mit} \quad t_1 < t_2 < t_3$$

Somit sind Meßreihen z. B. von Niederschlag, Grundwasserstand und Abfluß Zeitreihen. Dies ist von Bedeutung, da ein Großteil der statistischen Verfahren nur unter der Bedingung anwendbar sind, daß die zu untersuchenden

Meßwerte unabhängig voneinander, also zufällig sind. Bei einer Zeitreihe jedoch kann ein Meßereignis die folgenden beeinflussen. So wird bei manchen Grundwasserleitern ein hoher Grundwasserstand im Dezember sich noch auf den Grundwasserstand im Mai auswirken. Die Zeitabhängigkeit sinkt jedoch mit dem Anstieg der Beobachtungsintervalle. Tageswerte sind beispielsweise stärker voneinander abhängig als Monatswerte.

Man kann die Zeitreihen in zwei Gruppen gliedern, in stationäre und nichtstationäre. Unterteilt man eine Zeitreihe in mehrere gleichlange Abschnitte und bildet abschnittsweise Mittelwert und Standardabweichung, so werden sich diese Werte bei einer stationären Zeitreihe nicht ändern. Schwanken diese Werte jedoch, so handelt es sich um eine nichtstationäre Zeitreihe. Fast alle hydrologischen Zeitreihen sind nichtstationär.

Bisher gingen die Überlegungen davon aus, daß die Meßwerte allein zeitabhängig sind. Betrachtet man jedoch die Beobachtungsreihen mehrerer Meßstellen, so sind die Daten auch ortsabhängig. So unterliegt z. B. die Höhe der Evapotranspiration nicht nur den Jahreszeiten, sondern auch Ortsbedingungen wie Bodenart, Bewuchs, Höhenlage, Klima etc. Vergleicht man die Ergebnisse der Zeitreihenanalyse unterschiedlicher Meßstellen, so läßt sich auch eine Aussage über die Ortsabhängigkeit eines hydrologischen Vorgangs machen.

Abb. 3 zeigt, aus welchen Komponenten sich eine Zeitreihe zusammensetzen kann (KISIEL, 1969; PLATE, 1972).

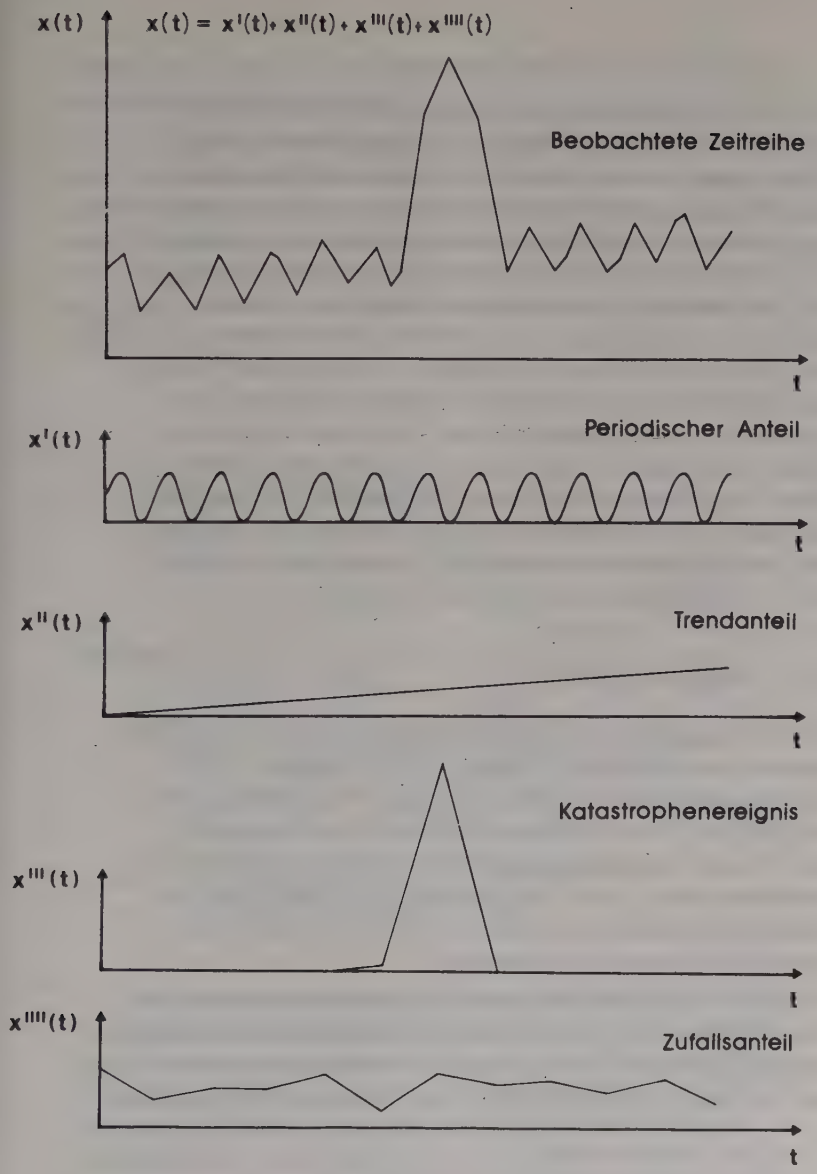


Abb. 3: Komponenten einer Zeitreihe (KISIEL, 1969)

Hier ist ein einfacher Fall dargestellt. Es handelt sich nämlich nur um e i n e n periodischen Anteil und um einen l i n e a r e n Trend. Bei hydrologischen Vorgängen ist es durchaus möglich, daß die Daten nicht nur einem Jahreszyklus, sondern auch einem Halbjahreszyklus oder Mehrjahreszyklus unterliegen. Auch die Annahme, daß ein Trend linear ist, stellt eine Vereinfachung dar. Ein weiterer Anteil wird durch eine Katastrophe verursacht. Dieser Anteil wirkt sich bei der Zeitreihenanalyse verfälschend aus und muß daher vor der Anwendung der Verfahren eliminiert werden. Bei den in dieser Arbeit untersuchten Ganglinien ist dieser Anteil nicht vorhanden. Grundwasserstandsdaten von Meßstellen, die im engeren Einzugsgebiet von Grundwasserabsenkungen liegen, sind nicht zu einer Zeitreihenanalyse verwendet worden.

3.1.2 Datenvorbereitung

Vor der Anwendung der Zeitreihenanalyse liegt die Datenvorbereitung (BENDAT & PIERSOL, 1971; KISIEL, 1969). Zur mathematischen Bearbeitung durch den Computer muß eine Zeitreihe aus diskreten Einzelwerten bestehen. Meist liegen hydrologische Reihen schon als äquidistant gemessene Tages- oder Monatswerte vor. Kontinuierlich aufgezeichnete Meßwerte müssen erst in äquidistante Einzelwerte umgewandelt werden.

Bei einer unsachgemäßen Wahl der Äquidistanten kann es jedoch vorkommen, daß aus der Zeitreihenanalyse falsche Schlüsse gezogen werden. So ist es möglich, daß Perioden in den zu untersuchenden Daten falsch wiedergegeben

werden oder daß ein Informationsverlust durch die Wahl der Äquidistanten erfolgt.

Abb. 4 soll an zwei einfachen Beispielen verdeutlichen, wie durch eine falsche Wahl der Meßtermine eine vorhandene Frequenz verändert wird. Die durchgezogene Linie ist jeweils der Ablauf des tatsächlich vorhandenen Vorgangs. Die Meßtermine erbringen jedoch eine andere Frequenz (gestrichelte Linie). Dies wird als Aliasing-Effekt bezeichnet.

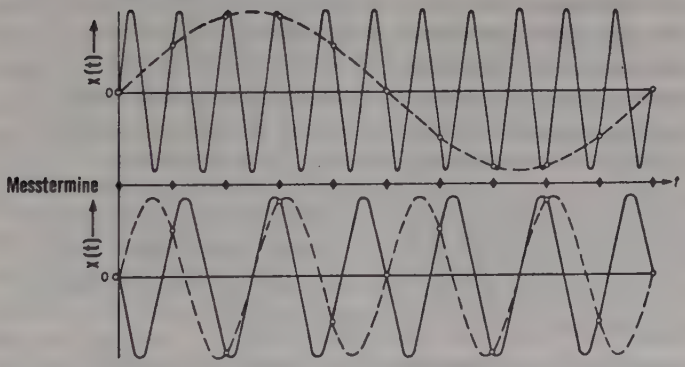


Abb. 4: Beispiele für den Aliasing-Effekt (nach TAUBENHEIM, 1969)

Will man dies vermeiden, muß man sich darüber klar sein, welche Grenzfrequenz man noch auflösen möchte. Um die Amplitude und Phase einer sinusoidalen Schwingung zu bestimmen, müssen außer dem Anfangsmeßpunkt noch mindestens 2 Meßpunkte in eine volle Periode fallen (TAUBENHEIM, 1969). Damit ist die Grenzfrequenz festgelegt. Ihre Periode ist gleich dem doppelten Wert der Äquidistanz. Die Grenzfrequenz heißt Nyquist-Frequenz,

sie lautet: $f_N = 1 / 2 \cdot \Delta t$. Bei der Verwendung von Monatsmittelwerten kann man davon ausgehen, daß der Aliasing-Effekt nicht auftritt (KISIEL, 1969 : S. 76).

Auf den Informationsverlust durch die Wahl der Äquidistanten wird für die Autokorrelation in Kap. 3.2.2 und für die Frequenzanalyse in Kap. 3.2.3 eingegangen.

3.1.3 Datenqualifikation

Fehler in den Daten können die Aussagekraft der Zeitreihenanalyse verfälschen. Es gibt zwei Ursachen für Fehler in Meßdaten. Zum einen kann ein systematischer Fehler bei der Datengewinnung auftreten. Liegt eine solche Ungenauigkeit vor, dann enthält die Zeitreihe eine Inkonsistenz. Zum anderen besteht die Möglichkeit einer Verfälschung der Daten durch die natürliche oder anthropogene Veränderung der Umwelt. Eine Bebauung beispielsweise wird die Möglichkeiten zur Grundwasserneubildung stark einschränken, was in der Grundwasserganglinie sichtbar wird. Tritt während eines Beobachtungszeitraumes eine solche Veränderung der Umwelt auf, so enthält die Zeitreihe eine Inhomogenität.

Inkonsistenzen und Inhomogenitäten lassen sich meist schwer aufspüren und korrigieren. So sind zwar lineare Trends noch leicht zu erfassen, aber Knicke, Sprünge oder Trends höherer Ordnung schwer festzustellen. Inkonsistenzen lassen sich durch die kritische Begutachtung des Meßverfahrens oder durch die Wahl der Meßstelle vermeiden. Für die Verfälschung von Grundwasserstandsdaten werden vor allem Inhomogenitäten verantwortlich sein. Inkonsistenz und Inhomogenität wirken sich als Nichtstationarität aus (s. Kap. 3.1.1).

Die Auswirkungen von Inkonsistenz und Inhomogenität auf hydrologische Zeitreihen wurden von YEVJEVICH & JENG (1967) und HANSEL & SCHÄFER (1970) eingehend untersucht.

3.2 Verfahren der Zeitreihenanalyse

Zur Zeitreihenanalyse zählt man folgende Verfahren:

- -Autokorrelation
- -Frequenzanalyse (Spektralanalyse)
- -Kreuzkorrelation

Innerhalb dieser Arbeit wird allein auf die Autokorrelation und die Frequenzanalyse eingegangen. Für die Beurteilung einer Zeitreihe sind aber auch Aussagen über Mittelwert, Standardabweichung und Trend erforderlich. Somit erweitert sich die Zeitreihenanalyse um Verfahren, die auch bei der Untersuchung von zeitunabhängigen Daten verwendet werden. Welche Verfahren man letzthin verwendet, hängt vom Ziel der Untersuchung ab.

Für die Beurteilung eines Grundwasserleiters erwiesen sich die Berechnung von Mittelwert, Standardabweichung und linearem Trend sowie die Anwendung von Autokorrelation und Frequenzanalyse als sinnvoll. Abb. 5 zeigt den Ablauf der Zeitreihenanalyse, so wie er für diese Arbeit gewählt wurde. Auf der rechten Seite der Abbildung ist aufgeführt, welche Aussagen für einen Grundwasserleiter mit Hilfe der einzelnen Verfahren möglich sind.

3.2.1 Mittelwert, Standardabweichung und Trend

Auf die Berechnung von Mittelwert und Standardabweichung soll hier nur kurz eingegangen werden. Sie lassen sich mit folgenden Gleichungen ermitteln:

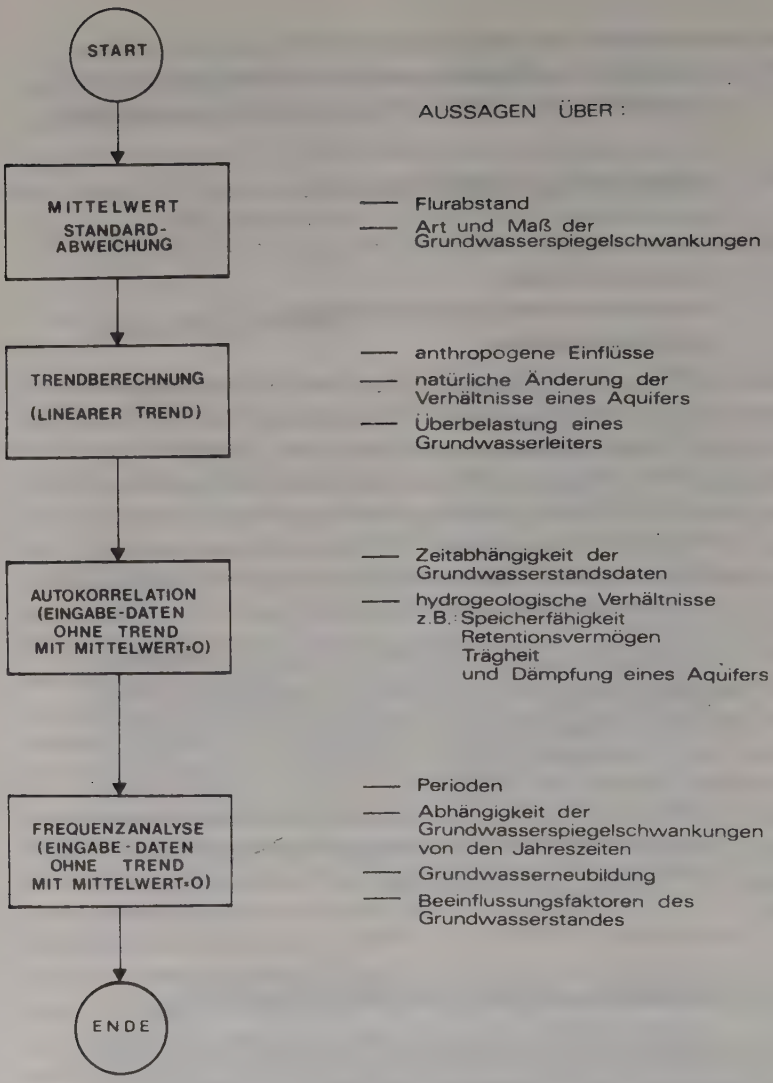


Abb. 5: Ablauf einer Zeitreihenanalyse für Grundwasserstandsdaten

$$\bar{x} = \frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} x_i \qquad \text{(Mittelwert)}$$

$$s = \left[\frac{\sum_{i=1}^{n} x_i^2 - n\bar{x}^2}{n-1}\right]^{1/2} \qquad \text{(Standardabweichung)}$$

Der Mittelwert ermöglicht eine Aussage über den mittleren Flurabstand. Die Standardabweichung vermittelt einen ersten Einblick in das Verhalten eines Grundwasserleiters. Sie gibt Auskunft über Art und Maß der Grundwasserspiegelschwankungen. Mittelwert und Standardabweichung können auch zum Nachweis des nichtstationären Verhaltens einer Datenreihe verwendet werden (Kap. 3.1.1).

Wesentlich mehr Information erbringt eine Trendberechnung. Im allgemeinen wird man eine lineare Trendberechnung durchführen. Dies entspricht meist nur näherungsweise den natürlichen Verhältnissen. Es ist jedoch oft schwierig, bei begrenztem Datenmaterial einen Trend höherer Ordnung festzustellen. Mit einem Polynom läßt sich der Trend einer äquidistant gemessenen Datenreihe beschreiben. Für ein Polynom k - ter Ordnung lautet die Grundgleichung:

$$\hat{x}_i = \sum_{K=0}^{K} b_K (t_i)^K \qquad \text{mit } i = 1,2,\ldots n$$

Daraus folgt für einen Trend 1. Ordnung (linearer Trend):

$$x_i = b_o + b_1 \cdot t_i$$

Die Koeffizienten der Geradengleichung b_o und b_1 müssen so bestimmt werden, daß $\sum_{i=1}^{n} (\hat{x}_i - x_i)^2$ zum Minimum wird. Dies erfolgt mit der Methode der kleinsten Quadrate. Für b_1 und b_o läßt sich dann ermitteln (DAVIS, 1973):

$$b_1 = \frac{\sum_{i=1}^{n} t_i \cdot x_i - \left(\sum_{i=1}^{n} t_i \cdot \sum_{i=1}^{n} x_i\right)/n}{\sum_{i=1}^{n} t_i^2 - \left(\sum_{i=1}^{n} t_i\right)^2/n}$$

$$b_0 = \frac{\sum_{i=1}^{n} x_i}{n} - b_1 \frac{\sum_{i=1}^{n} t_i}{n} = \bar{x} - b_1 \cdot \bar{t}$$

Trendberechnungen haben bei der Zeitreihenanalyse zwei Aufgaben. Zum einen sollen sie über Inkonsistenzen und Inhomogenitäten unterrichten, zum anderen dienen sie zur Vorbereitung der Berechnung von Autokorrelation und Spektralanalyse. Auf Grund der Trendberechnung werden die Daten von ihrem Trend befreit und liegen dann nur noch als Schwankung um den Mittelwert = o vor.

Für das Vorhandensein eines Trends in Grundwasserstandsdaten muß man in der Regel anthropogene Einflüsse verantwortlich machen. Dagegen lassen sich natürliche Änderungen, beispielsweise der Vorflut, erst nach mehreren Jahrzehnten festellen. Sie sind im Vergleich zu den Veränderungen durch den Menschen unbedeutend. Darum unterliegen die Niederschläge bei einer genügend langen Beobachtungsdauer nur einem geringen Trend. Betrachtet man den Trend unterschiedlicher Grundwasserganglinien eines begrenzten Gebietes, so lassen sich die räumlichen Auswirkungen eines Eingriffs verdeutlichen.

3.2.2 Autokorrelation

Die Autokorrelation untersucht die Zeitabhängigkeit einer Datenreihe. Dazu wird die Meßreihe um jeweils einen Meßpunkt in Richtung der Zeitachse verschoben und mit der Ausgangsreihe korreliert. Abb. 6 soll den Ablauf der Autokorrelation verdeutlichen. Die obere Meßreihe stellt die Ausgangsdaten dar. Die verschobene Meßreihe ist hier bei der Verschiebung (Lag) = 5 festgehalten. Für jede Verschiebung wird ein Korrelations-

koeffizient bestimmt. Bei Lag = o muß der Korrelationskoeffizient gleich 1 sein.

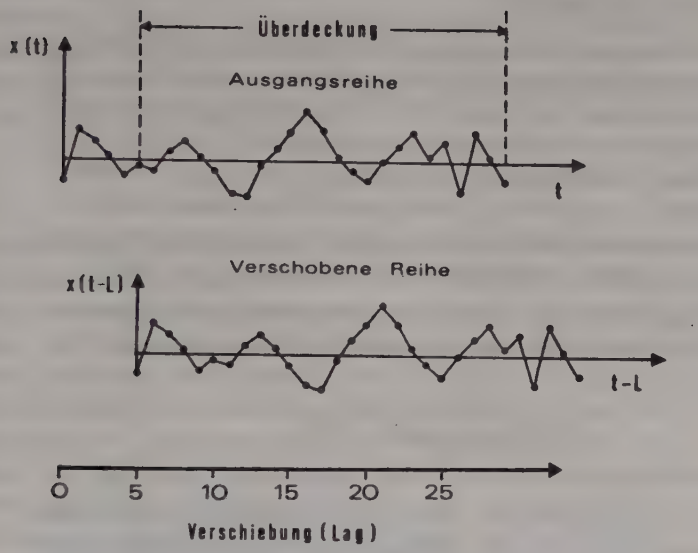


Abb. 6: Ablauf der Autokorrelation

Aus Abb. 6 ist außerdem zu ersehen, daß die Überdeckung - der Bereich, in dem beide Meßreihen korreliert werden - von Verschiebung zu Verschiebung geringer wird. Dies führt bei der Berechnung der Autokorrelationskoeffizienten zu Ungenauigkeiten. Voraussetzung für eine sinnvolle Abschätzung der Autokorrelationsfunktion ist somit eine umfangreiche Meßreihe. Nach TAUBENHEIM (1969) ist eine genügend genaue Schätzung nur möglich, wenn

die Verschiebung nicht größer als 5 - 10 % der Beobachtungslänge ist. Das heißt, daß die Anzahl der Meßpunkte 10 - 20 mal größer sein muß als die Anzahl der Verschiebungen. Da Grundwasserstandsdaten mitunter 2 Jahre brauchen, um voneinander unabhängig zu werden, ist für die Autokorrelationsfunktion mindestens eine 20-jährige Meßreihe notwendig.

Wie schon angedeutet, kann die berechnete Autokorrelationsfunktion immer nur ein Schätzwert sein. Sie wird um so genauer, je länger die untersuchte Datenreihe ist. So kann die Berechnung der Autokorrelation zweier 20-jähriger Meßreihen (z. B. Meßreihe 1 von 1911 - 1930, Meßreihe 2 von 1931 - 1950) eines Grundwasserbeobachtungsrohres unterschiedliche Ergebnisse erbringen. Der Verlauf beider Funktionen wird jedoch ähnlich sein.

Zur Berechnung der Autokorrelation wird die Definition von MATALAS (1963) und YEVJEVICH (1972) verwendet:

$$R_L = \frac{\operatorname{cov}(x_t, x_{t+L})}{(\operatorname{var} x_t \operatorname{var} x_{t+L})^{1/2}} \qquad (1)$$

Es wird zunächst die Autokovarianz berechnet und dieser Ausdruck dann mit den Varianzen von Ausgangsreihe und verschobener Reihe standardisiert. Für die Berechnung der Autokovarianz und der Varianzen werden die Meßwerte der Überdeckung beider Reihen verwendet. Mit dem Einsetzen von Autokovarianz und den Varianzen erweitert sich Gleichung (1) zu:

$$R_L = \frac{\frac{1}{n-L}\sum_{i=1}^{n-L} x_i x_{i+L} - \frac{1}{(n-L)^2}\left(\sum_{i=1}^{n-L} x_i\right)\left(\sum_{i=1}^{n-L} x_{i+L}\right)}{\left[\frac{1}{n-L}\sum_{i=1}^{n-L} x_i^2 - \frac{1}{(n-L)^2}\left(\sum_{i=1}^{n-L} x_i\right)^2\right]^{1/2}\left[\frac{1}{n-L}\sum_{i=1}^{n-L} x_{i+L}^2 - \frac{1}{(n-L)^2}\left(\sum_{i=1}^{n-L} x_{i+L}\right)^2\right]^{1/2}}$$

$$\text{mit } L = 0,1,2,.... \qquad (2)$$

Bedauerlicherweise treten bei den Bezeichnungen und dem mathematischen Aufbau der Autokorrelation in der Literatur starke Unterschiede auf. So wird die Autokovarianzfunktion oft schon als Autokorrelationsfunktion bezeichnet. Außerdem werden unterschiedliche Auffassungen vertreten in Hinsicht des Informationsgehaltes der Autokorrelation bei einer endlichen Meßreihe. Das hat zur Folge, daß für die Standardisierung unterschiedliche Ansätze gemacht werden. Für eine unendlich lange Meßreihe wird $\text{var } x_t = \text{var } x_{t+L}$ sein, dann vereinfacht sich Gleichung (1) zu:

$$\varrho_L = \frac{\text{cov}(x_t, x_{t+L})}{\text{var } x_t} \qquad (3)$$

Gleichung (3) kann streng genommen nicht zur Berechnung der Autokorrelationsfunktion benutzt werden, da Meßdaten immer nur als Stichprobe einer Gesamtheit vorliegen. Je länger die untersuchte Datenreihe ist, um so mehr wird sich das Ergebnis von Gleichung (1) dem theoretischen Wert von Gleichung (3) nähern. Bei der Berechnung der Autokorrelation wird mit Gleichung (1) bzw. (2) der beste Schätzwert ermittelt. Dies läßt sich auch mit Hilfe der Eigenschaften von hydrologischen Vorgängen verdeutlichen. In der Regel ist ein hydrologischer Vorgang nichtstationär, d. h. Mittelwert und Standardabweichung ändern sich abschnittsweise. Somit kann auch der Nenner von Gleichung (1) bei begrenztem Datenmaterial nicht vereinfacht werden.

Die graphische Darstellung der Autokorrelationskoeffizienten wird als Korrelogramm bezeichnet. Im Korrelogramm sind auf der Abszisse die Verschiebungen und auf der Ordinate die Korrelationskoeffizienten aufgetragen. Die Gestalt ist neben der Berechnungsart abhängig vom hydrologischen Vorgang, von den gewählten Äquidistanten und der Länge der Meßreihe.

Daten, die in ihrer Entstehung von einem starken Zufallsanteil geprägt werden, werden sehr schnell voneinander unabhängig. In Abb. 7 sind die Autokorrelationskoeffizienten der monatlichen Niederschlagssummen für Berlin-Dahlem dargestellt. Die Ausgangsdaten sind eine 65-jährige Meßreihe von 1909 - 1973.

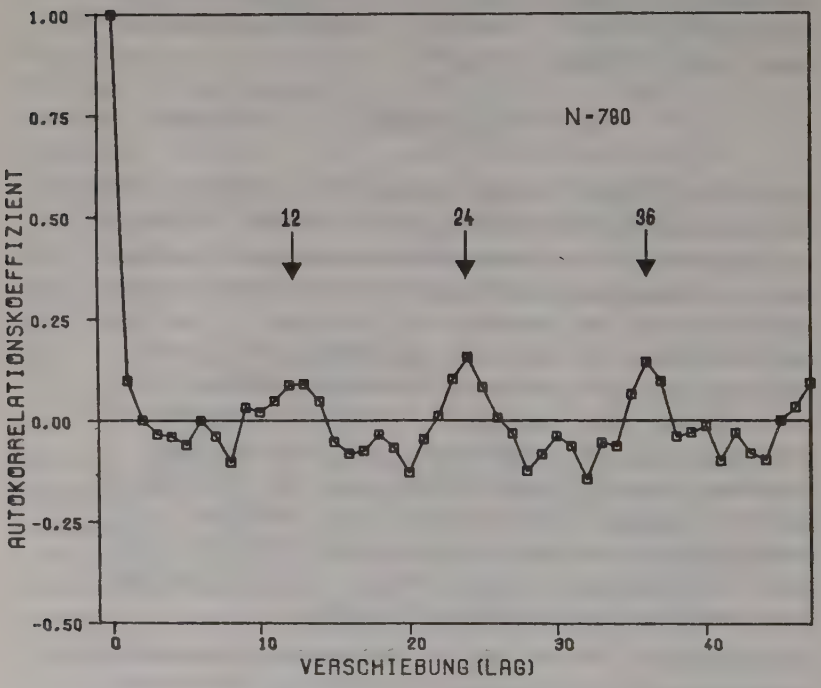


Abb. 7: Korrelogramm der Niederschläge von Berlin-Dahlem (hydrologische Jahre 1909 - 1973, N = 780 Monate)

Es ist deutlich zu sehen, wie schnell die Niederschläge voneinander unabhängig werden. So ändert sich $R_o = 1$ zu

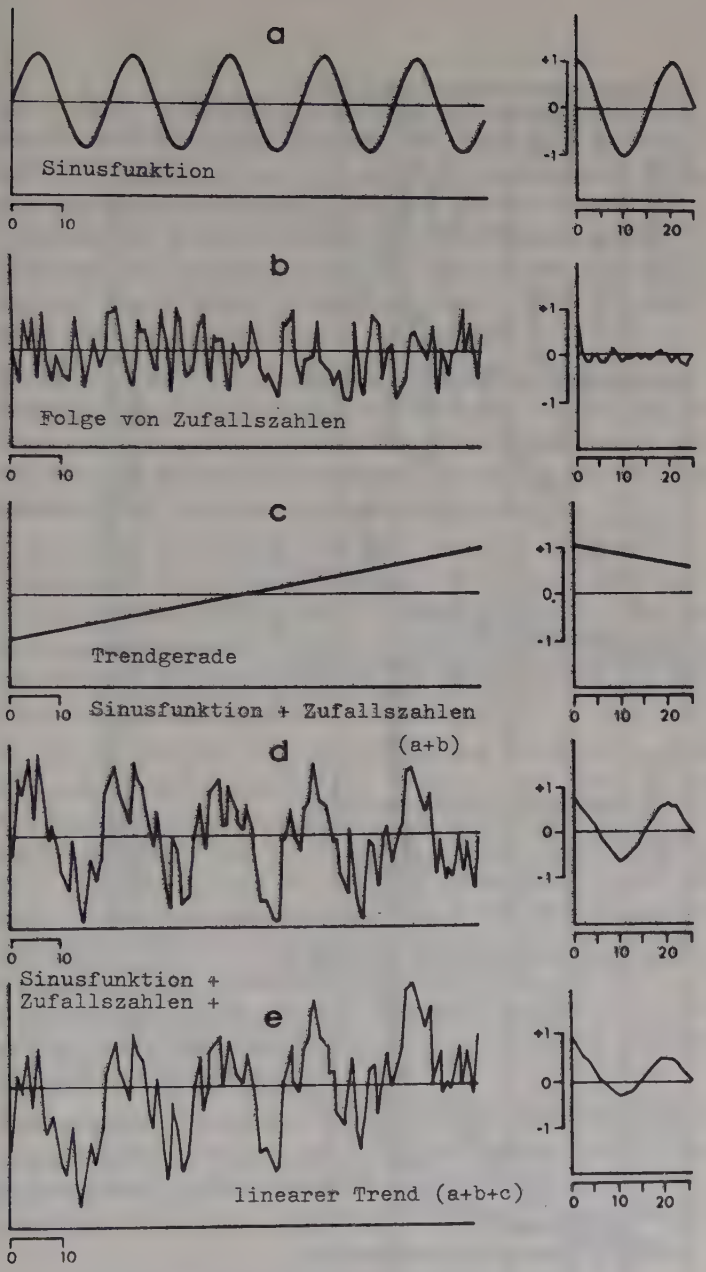


Abb. 8: Einige idealisierte Zeitreihen und ihre Autokorrelationsfunktionen (DAVIS, 1973)

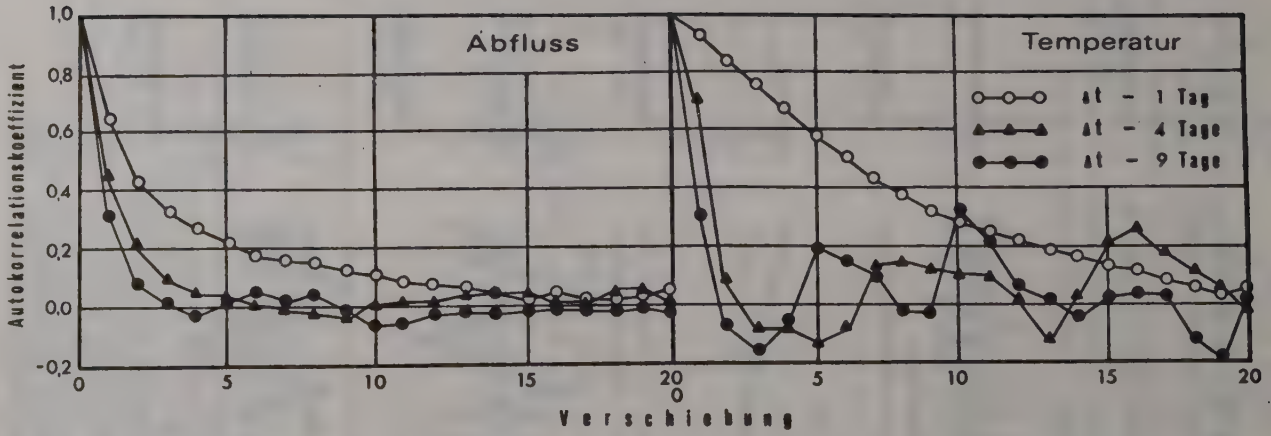


Abb. 9: Korrelogramme von Abfluß- und Temperaturdaten für unterschiedliche Äquidistanten (QUIMPO & YANG, 1970)

R_1 = 0,097. Das heißt, die Niederschlagssumme eines Monats wird nicht von der Niederschlagssumme des Vormonats beeinflußt. Bei den Verschiebungen L = 12,24,36 steigen die Autokorrelationskoeffizienten wieder deutlich an. Die Niederschlagsdaten unterliegen einem Jahreszyklus, der durch hohe Sommerniederschläge verursacht wird. Später wird sich zeigen, daß die Daten auch einem Halbjahreszyklus unterliegen.

In Abb. 8 sind für einige idealisierte Zeitreihen die Autokorrelationsfunktionen aufgetragen. Aus 8 c ist zu ersehen, warum vor der Berechnung die Eingabedaten von ihrem Trend befreit sein müssen. Der Trend täuscht eine gegenseitige Abhängigkeit der Daten vor.

Wie bereits angedeutet, ist die Form der Autokorrelationsfunktion auch von der Wahl der Äquidistanten abhängig. So werden Tagesdaten nicht so schnell unabhängig wie Monatsdaten. QUIMPO & YANG (1970) haben für unterschiedliche Äquidistanten die Korrelogramme von Abfluß- und Temperaturdaten gegenübergestellt (Abb. 9).

Es ist zu ersehen, daß bei Steigerung der Äquidistanten die Autokorrelationsfunktion schneller den Wert null erreicht. Dies deutet zugleich wegen Verringerung des Datenumfanges einen Informationsverlust. Außerdem macht Abb. 9 deutlich, daß der Informationsverlust durch die Wahl der Äquidistanten abhängig ist vom hydrologischen Vorgang selbst. So verhalten sich die Tagesdaten der Temperatur ganz anders als die Tagesdaten des Abflusses. DYHR-NIELSEN (1972) hat den Informationsverlust von diskreten hydrologischen Reihen auch in Bezug auf die Mittelwertbildung untersucht.

Hydrologische Vorgänge unterliegen periodischen Schwankungen. Abb. 8 zeigt, daß das Korrelogramm durch diese Schwankungen beeinflußt wird. QUIMPO (1968 b) hat für die Tagesdaten einer Abflußganglinie die einzelnen Fre-

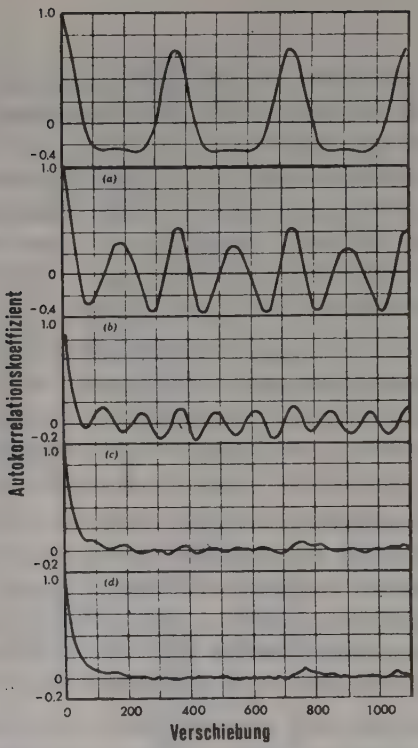


Abb. 10: Einfluß der Perioden auf ein Korrelogramm (QUIMPO, 1968 b)

(a) Änderung der Autokorrelationsfunktion nach Beseitigung des Jahreszyklus (12 Monate)

(b) nach Beseitigung des Jahreszyklus (12 Monate) und des Halbjahreszyklus (6 Monate)

(c) nach Beseitigung des Jahres- und Halbjahreszyklus und einer 4-monatigen Periode

(d) Autokorrelationsfunktion des "non pure random" Anteils nach Beseitigung von 4 Perioden (12 Monate, 6 Monate, 4 Monate und 3 Monate)

quenzen aus den Daten entfernt, um zu zeigen, wie sich die Autokorrelationsfunktion dabei schrittweise verändert (Abb. 10). Aus den Abb. 10 a bis 10 e ist die Änderung des Korrelogramms zu ersehen. Im Teilbild 10 e sind nur noch die Autokorrelationskoeffizienten des Zufallsanteil aufgetragen. Dieser "Zufallsanteil" ist jedoch nicht rein zufällig (non pure random), sondern auch begrenzt zeitabhängig. Erst nach etwa 150 Tagen tritt eine wirkliche Unabhängigkeit auf.

In der vorliegenden Arbeit werden für die Berechnung der Autokorrelation die Perioden vorher nicht beseitigt. Die Perioden werden als Charakteristik eines Vorgangs gedeutet. Es sei noch darauf hingewiesen, daß der Zufallsanteil von Abb. 8 e Ausgangspunkt für weitere Berechnungen sein kann. Der Zufallsanteil, der, wie gesagt, auch aus einem nicht rein zufälligen Anteil besteht, wird dann Grundlage einer Datensimulation. Dies geschieht mit Hilfe der Markov-Prozesse (YEVJEVICH, 1972; SCHULTZ, 1972).

3.2.3 Frequenzanalyse

Die Frequenzanalyse untersucht eine Datenreihe auf das Vorhandensein von Perioden. Neben der Bezeichnung Frequenzanalyse wird für den gleichen Vorgang auch der Begriff Spektralanalyse verwendet. Hydrologische Vorgänge unterliegen im allgemeinen periodischen Schwankungen. Dabei können Tages-, Halbjahres-, Jahres- oder Mehrjahresschwankungen auftreten. Die Frequenzanalyse gibt die Möglichkeit, die sich überlagernden Schwingungen voneinander zu trennen. Außerdem gibt sie Auskunft über die Amplitude der Schwingungen. Bei Grundwasserstandsdaten läßt sich auf Grund der Frequenzen und Amplituden eine Aussage machen über Art und Umfang der Grundwasserneubildung. Ferner ermöglicht ein Vergleich

der Ergebnisse mehrerer Meßstellen einen Rückschluß auf den Einfluß der Bodenbedeckung und der geologischen Beschaffenheit.

Eine periodische Funktion kann mit Hilfe der Fourierreihenentwicklung durch eine trigonometrische Summe ersetzt werden (BRONSTEIN & SEMENDJAJEW, 1967). Diese Fourierreihen sind Grundlage für die Frequenzanalyse.

Die Fourierreihenentwicklung lautet:

$$x(t) = \alpha_o/2 + \sum_{n=1}^{\infty}\left(\alpha_n \cos\frac{2n\pi t}{\lambda} + \beta_n \sin\frac{2n\pi t}{\lambda}\right) \qquad (1)$$

$x(t)$	=	Meßwert zur Zeit t
α_n	=	harmonische Koeffizienten
β_n	=	harmonische Koeffizienten
$\alpha_o/2$	=	Mittelwert von x(t); $\beta_o = o$
n	=	harmonische Ordnung; für eine begrenzte Reihe mit N äquidistanten Meßwerten lassen sich N/2 Harmonische bestimmen
λ	=	Grundperiode bzw. Beobachtungslänge
N	=	Anzahl der Meßwerte

Die harmonischen Koeffizienten lassen sich bestimmen durch:

$$\alpha_n = 2/N \sum_{i=1}^{N} x_i \cos\frac{2n\pi t_i}{\lambda} \qquad (2)$$

$$n = 1, 2, \ldots$$

$$\beta_n = 2/N \sum_{i=1}^{N} x_i \sin\frac{2n\pi t_i}{\lambda} \qquad (3)$$

Mit Hilfe der Koeffizienten α_n und β_n lassen sich die Amplituden der einzelnen Schwingungen berechnen:

$$a_n = \sqrt{\alpha_n^2 + \beta_n^2} \qquad (4)$$

der Anfangsphasenwinkel:

$$\operatorname{tg} \rho_n = \frac{\alpha_n}{\beta_n} \qquad (5)$$

Im allgemeinen wird bei einer Frequenzanalyse als Maß für die Amplitude

$$S_n = a_n^2 = \alpha_n^2 + \beta_n^2 \qquad (6)$$

berechnet. Die Darstellung der nach Gliederung (6) ermittelten Werte gegenüber den einzelnen Frequenzen wird als Power Spektrum bezeichnet (DAVIS, 1973). Oft wird für die Darstellung der Frequenzanalyse auch der Begriff Periodogramm verwendet.

Wie bereits angedeutet, gilt die hier vorgestellte Fourierreihenentwicklung streng genommen nur für Daten, die sich aus periodischen Schwingungen zusammensetzen. Da jedoch hydrologische Vorgänge in ihrer Entstehung auch Zufallsprozessen unterliegen, sind die ermittelten Ergebnisse fehlerbehaftet. Um eine bessere Abschätzung der Perioden zu bekommen, werden daher andere Ansätze, wie die Fouriertransformation, benutzt (QUIMPO, 1968 a; KISIEL, 1969; YEVJEVICH, 1972). Für die Untersuchungen in dieser Arbeit war die hier beschriebene Fourierreihenentwicklung Ausgangspunkt, da sie einen geringen Rechenaufwand erfordert.

Auf ein weiteres Problem sei hingewiesen. Wie bei der Autokorrelation bereitet es Schwierigkeiten, sich aus einer begrenzten Datenreihe ein wirkliches Bild über Art und Umfang der Frequenzen zu machen. Die Datenreihe ist nur als Abschnitt aus einem längeren Vorgang vorhanden. TAUBENHEIM (1969) bezeichnet dies als "spektrales Fenster". Um Fehlereinflüsse des spektralen Fensters zu vermeiden, sind Filterfunktionen entwickelt worden, die die Ergebnisse der Frequenzanalyse korri-

gieren sollen. Weitere Information findet sich darüber in BENDAT & PIERSOL (1971) und TAUBENHEIM (1969). Für die durchgeführten Berechnungen wurde auf die Darstellung des korrigierten Power Spektrums verzichtet. Es zeigte sich nämlich, daß die so ermittelten korrigierten Ergebnisse keine grundsätzlich neuen Aspekte für die Beurteilung der Grundwasserneubildung erbringen.

Bei hydrologischen Daten sind die Ursachen für periodische Schwankungen bekannt. Es ist oft nicht möglich, über die Beeinflussungsfaktoren dieser Schwankungen Aussagen zu machen. Bei Grundwasserstandsdaten sind vor allem die Jahres- und Halbjahresperioden von Wichtigkeit, da sie Auskunft über die Grundwasserneubildung geben. Unterliegen die Grundwasserstandsdaten Änderungen, die über mehrere Jahre hinweggehen, so ist ihre Ursache ein zufälliges Ereignis. Die Folge zufälliger Ereignisse kann bei einer zu kurzen Datenreihe durch die Frequenzanalyse fälschlicherweise als Periode gedeutet werden.

Abb. 11 zeigt als Beispiel das Periodogramm für die Grundwasserstandsdaten einer Meßstelle, basierend auf einer 20-jährigen Meßreihe der monatlichen Grundwasserstände von 1954 - 1973. Auf der Abszisse sind die Frequenzen pro Datenlänge bzw. die Perioden aufgetragen. Die Ordinate stellt das Power-Spektrum nach Gleichung (6) dar. Bei der Periode 12 Monate tritt eine deutliche Spitze im Periodogramm auf. Dies bedeutet, daß die Grundwasserstände einem Jahreszyklus unterworfen sind. Die anderen verzeichneten Perioden treten bis auf den Bereich geringer Frequenzen zurück. Da jedoch die Datenreihe nur aus 240 Meßwerten besteht, müssen gerade die Ergebnisse der Frequenzen 1 bis 10 als Zufallsereignisse bezeichnet werden. Dies hieße beispielsweise für die Frequenz = 6, daß man aus einer nur 20-jährigen Reihe eine Aussage über einen 40 Monatszyklus macht.

Somit sagen hohe Werte für das Power Spektrum im Frequenzbereich 1 bis 10 noch nichts aus über das tatsächliche Vorhandensein dieser Perioden für den untersuchten hydrologischen Vorgang. Die Aussagekraft eines Periodogramms nimmt entsprechend der Frequenz zu.

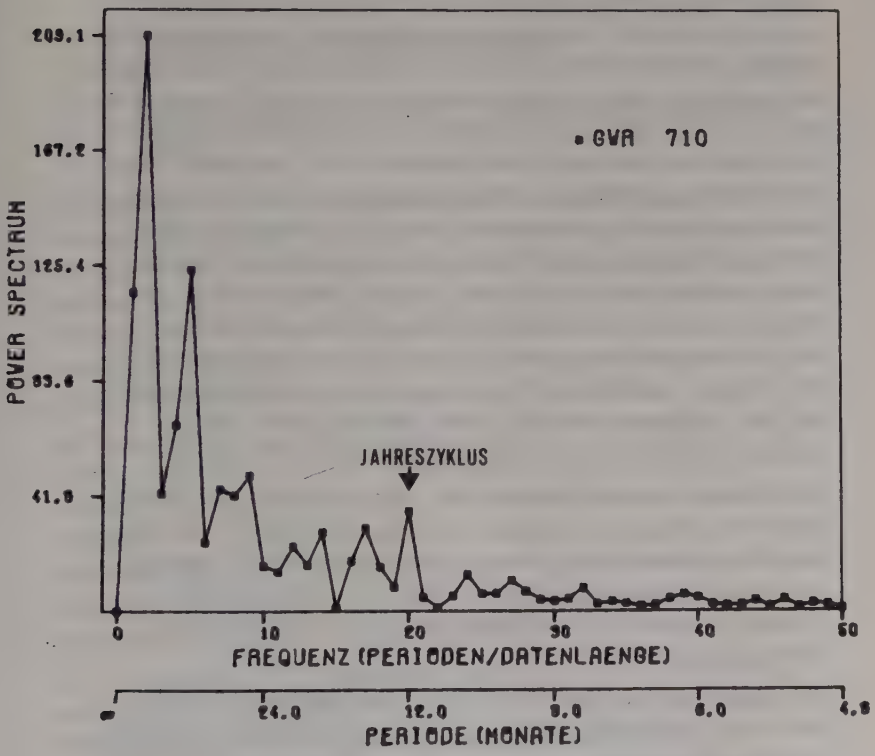


Abb. 11: Periodogramm für Grundwasserstandsdaten (N = 240)

Geringe Frequenzen beinhalten auch Informationen. Es sind Aussagen über das spektrale Fenster sowie Rückschlüsse auf die Entstehung der Daten möglich. Niedrige

Werte für das Power Spektrum kleiner Frequenzen sind ein Zeichen dafür, daß die untersuchten Daten stationär sind und die Datenreihe lang genug ist für eine gute Schätzung. Das spektrale Fenster ist dann groß genug für einen Blick in den Ablauf des untersuchten Vorgangs. Die Ursache für hohe Werte bei niedrigen Frequenzen liegt vor allem darin, daß durch die Kürze der Datenreihe nicht alle Eigenschaften des hydrologischen Vorgangs verdeutlicht werden. Für Grundwasserstandsdaten kann man dies schnell beweisen. Wenn man davon ausgeht, daß die Abfolge von Trocken- und Naßjahren für die Niederschläge ein Zufallsprozeß ist, so müssen die sich daraus ergebenden Grundwasserstände mehr oder weniger auch ein Zufallsprozeß sein. Es ist natürlich möglich, daß die Antwortzeit auf ein Niederschlagsereignis wesentlich größer ist, als es zunächst den Anschein hat. Die Anwortzeiten von Grundwasserleitern kann im Bereich von wenigen Tagen bis zu mehreren Jahren liegen (LANGBEIN, 1960). In Abb. 11 ist der Anteil, der die Grundwasserstände über mehrere Jahre beeinflußt, im Vergleich zum Jahreszyklus relativ groß.

Es sei noch darauf hingewiesen, daß der Wert des Power Spektrums für die Frequenz = o dem Mittelwert der Eingabedaten entspricht. Daraus wird ersichtlich, warum vor der Frequenzanalyse die Daten, von ihrem Trend befreit, nur noch als Schwankungen um den Mittelwert = o vorliegen müssen.

In Kap. 3.1.3 ist bereits darauf hingewiesen, daß die Wahl der Äquidistanten auch für das Auflösungsvermögen des Power Spektrums eine wichtige Rolle spielt (KISIEL, 1969).

Auf Grund des geringen Meßdatenumfangs kann dies bei der vorliegenden Untersuchung der Grundwasserstandsdaten nicht berücksichtigt werden. Es ist zu erwarten, daß das günstigste Meßintervall vom Aquifertyp abhängig

ist. So werden die Äquidistanten für einen Grundwasserleiter mit geringen Spiegelschwankungen sicher größer sein, als für einen schnell reagierenden Aquifer. Monatswerte scheinen für die Berliner Aquifertypen ein gutes Auflösungsvermögen zu erbringen.

3.3 Ergebnisse der Zeitreihenanalyse

3.3.1 Auswahl der untersuchten Grundwasserbeobachtungsrohre

Die Abschätzung der Grundwasserneubildung in einem Stadtgebiet wie Berlin wird durch zwei Dinge erschwert: zum einen ist der unterschiedlichen Bodenbedeckung (Bebauung, Bewuchs) und Bodenart (Geschiebemergel, Sand) Rechnung zu tragen, zum anderen müssen die umfangreichen anthropogenen Eingriffe in den Grundwasserleiter (Grundwasserabsenkungen) berücksichtigt werden.

Der Einfluß der anthropogenen Eingriffe läßt sich am besten beurteilen, wenn es gelingt, relativ unbeeinflußte Grundwasserganglinien in die Untersuchung einzubeziehen. Zu Beginn wurden daher Ganglinien im Süden des Stadtgebietes analysiert, die - bei gleichen Bedingungen für die Infiltration von Niederschlägen - nur geringfügig von Grundwasserentnahmen betroffen sind.

Zur Vorauswahl der Grundwassermeßstellen dienten die halbjährlich erstellten Grundwassergleichenkarten des Senators für Bau- und Wohnungswesen. Diese Karten erscheinen alljährlich im Gewässerkundlichen Jahresbericht des Landes Berlin. Sie geben Auskunft über die Entwicklung größerer Senktrichter im Zuge von Grundwasserabsenkungen und ermöglichen einen ersten Einblick in die langfristigen Grundwasserstandsänderungen.

Die Grundwasserstandsdaten liegen als Monatswerte vor, die in Haupttabellen vom Senator für Bau- und Wohnungswesen zur Verfügung gestellt wurden. Die Monatswerte sind das Mittel aus nur zwei Meßwerten, die von Hand ungefähr äquidistant gemessen werden. Die bearbeiteten Grundwasserganglinien geben somit nicht den tatsächlichen Gang der Monatsmittel wieder. Dennoch ermöglichen diese Monatswerte einen recht guten Einblick in das Verhalten eines Grundwasserleiters. Je länger die zu untersuchende Datenreihe ist, um so unempfindlicher ist die Zeitreihenanalyse gegenüber solchen Fehlern bei der Mittelwertbildung. Automatisch abgerufene Tageswerte liegen in Berlin (West) erst seit 1972/73 vor. Sie wurden zur Zeitreihenanalyse nicht verwendet. Es zeigte sich nämlich, daß bei den vorhandenen Grundwasserleitern nur langjährige Datenreihen Aussagen über das Verhalten eines Aquifers ermöglichen.

Insgesamt sind im Rahmen dieser Arbeit die Daten von 24 Grundwassermeßstellen bearbeitet worden. Bei der Datenvorbereitung und der Durchführung der Zeitreihenanalyse erwies sich ein Teil der Datenreihen wegen Meßfehlern oder zu geringen Datenumfangs als nicht verwendbar.

Die Ergebnisse von Mittelwert, Standardabweichung und Trend werden an Hand von 15 Meßstellen dargestellt. Zur Zeitreihenanalyse der Grundwasserstandsdaten und ihrer Interpretation für die Grundwasserneubildung werden nur die Ergebnisse von 6 Meßstellen exemplarisch herangezogen. In zwei Gruppen, mit je 3 Meßstellen, werden die Auswirkungen der hydrogeologischen Bedingungen und der Einfluß der Bebauung auf die Grundwasserneubildung verdeutlicht.

Die Lage der Grundwasserbeobachtungsrohre ist aus dem Lageplan (Anlage 1) ersichtlich. Zur Ergänzung der Er-

Grundwasser Meßstelle GWR	mittlerer Flurabstand (m)	Datenlänge N	Mittelwert (cm ü. NN)	Standard-abweichung	lineare Trendkoeffizienten b_o	b_1
59	14,70	240	3079,1	113,3	3268,5	-1,573
86	7,57	240	3764,8	48,6	3791,3	-0,220
101	6,44	228	3471,0	44,9	3522,1	-0,447
132	10,79	192	3706,3	47,0	3751,6	-0,469
703	18,82	240	3144,8	94,7	3304,8	-1,328
710	4,84	240	3515,8	24,8	3541,3	-0,211
718	4,54	228	3506,5	18,1	3515,5	-0,079
720	7,09	228	3505,5	34,0	3548,9	-0,379
721	8,75	240	3279,3	51,7	3361,1	-0,679
726	8,88	228	3201,5	29,0	3230,2	-0,239
728	8,53	240	3204,3	26,6	3227,1	-0,199
766	16,62	240	3238,0	103,4	3411,2	-1,437
1141	4,30	240	3282,1	24,6	3302,5	-0,170
1145	4,73	240	3152,4	25,5	3183,1	-0,251
1614	13,35	240	2857,7	111,2	3043,5	-1,542

Tab. 1: Ergebnisse von Mittelwert, Standardabweichung und Trend

gebnisse der Zeitreihenanalyse sind in Anlage 2 die Bohrprofile der Meßstellen abgebildet.

3.3.2 Trendverhalten der Grundwasserstände

Bei einem anthropogen beeinflußten Grundwasserleiter erbringen Mittelwert und Standardabweichung nur ein unvollkommenes Bild über das Verhalten von Grundwasserspiegelschwankungen.

Mit zunehmendem Flurabstand sollte bei gleichen hydrogeologischen Bedingungen nach den dargelegten Überlegungen (Kap. 3.2.1) die Standardabweichung durch die Dämpfung der Grundwasserspiegelschwankungen abnehmen. Nach den Ergebnissen der Meßstellen GWR 710, GWR 718, GWR 720 und GWR 728 - etwa gleiche hydrogeologische Bedingungen - kann dies jedoch nicht generell bestätigt werden. So wurden hier gerade bei geringen Flurabständen niedrige Standardabweichungen ermittelt. Die Ursache dafür ist vor allem im wachsenden Einfluß der Grundwasserentnahmen zu suchen, die die Berechnung der Standardabweichung fehleranfälliger machen.

Die Trendberechnung liefert Aussagen über die anthropogenen Eingriffe in einen Grundwasserleiter. Bei genügend langen Meßreihen sind in einem unbeeinflußten Aquifer der Trend von Niederschlag und Grundwasserstand gleich. In Tabelle 1 sind einige statistische Größen der untersuchten Grundwasserganglinien zusammengefaßt. Der Wert des Koeffizienten b_1 ist die monatliche Abnahme des Grundwasserstandes in cm bei Annahme eines linearen Trends.

Ein Vergleich mit der Trendberechnung der Niederschläge des gleichen Zeitraumes zeigt, daß allein die Meßstelle GWR 718 relativ unbeeinflußt durch anthropogene Eingriffe ist.

Die Trendkoeffizienten für eine 20-jährige Meßreihe der monatlichen Niederschlagssumme Berlin-Dahlem (hydrologische Jahre 1954 - 1973) sind:

$b_o = 52{,}0$ mm $\qquad b_1 = -0{,}024$ mm

Legt man die Niederschläge einer 65-jährigen Meßreihe zugrunde, so sind die Trendkoeffizienten:

$b_o = 49{,}6$ mm $\qquad b_1 = -0{,}0005$ mm

Bei einem Mittelwert von 49,4 mm zeigt sich, wie gering der negative Trend der 65-jährigen Datenreihe ist.

Die Trendkoeffizienten $-1{,}573 < b_1 < -0{,}079$ der Meßstellen GWR 718 und GWR 1614 stellen ungefähr die Grenzwerte auch für die übrigen untersuchten Ganglinien dar. Somit hat sich der negative Trend weiter fortgesetzt, der von KLOOS (1965) auf Grund 10-jähriger Beobachtungsreihen (1954 - 1964) ermittelt wurde. Ein Vergleich mit seinen Ergebnissen zeigt ferner, daß die Annahme eines linearen Trends eine Vereinfachung darstellt, denn die Abnahme der Grundwasserstände hat in den letzten 10 Jahren generell zugenommen.

Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß die Grundwasserentnahme nach wie vor nicht durch die Grundwasserneubildung gedeckt wird. Die Folge der Überbelastung der grundwasserführenden Schichten ist eine zunehmende Ausbreitung der Entnahmetrichter. Die Ursachen für diesen starken negativen Trend in den Grundwasserständen sind jedoch nicht allein in der Wasserförderung zu suchen. Innerhalb eines so dicht besiedelten Gebietes ist auch ausschlaggebend, wie sich die Bedingungen für die Infiltration von Niederschlagswasser durch eine "Versiegelung" infolge zunehmender Bebauung verändern.

3.3.3 Qualitative Aussagen zur Grundwasserneubildung

Die Ergebnisse der Autokorrelation und Spektralanalyse von Grundwasserstandsdaten und ihre Rückschlüsse auf die Grundwasserneubildung sollen an zwei Gruppen von Grundwasserpegeln dargestellt werden. In der ersten Gruppe befinden sich drei Meßstellen, die, nicht weit voneinander entfernt, annähernd den gleichen hydrogeologischen Bedingungen unterliegen. Die Auswirkungen unterschiedlicher Aquifertypen auf die Grundwasserneubildung soll die zweite Gruppe verdeutlichen.

Abb. 12 zeigt die Ergebnisse der Autokorrelation für die Meßstellen GWR 718, GWR 720 und GWR 728. Nach den Bohrprofilen (Anlage 2) beeinflußt die auflagernde Geschiebemergelschicht die Grundwasserneubildung aller drei Meßstellen. Es ist zu erwarten, daß der Infiltrationsanteil des Niederschlagswassers relativ gering ist.

Im Korrelogramm werden die Grundwasserstände frühestens nach etwa 35 Monaten unabhängig. Dies bedeutet, daß sich ein extremer Grundwasserstand noch nach 35 Monaten auf die späteren Grundwasserstände auswirken kann. Für den Aquifer dieser drei Meßstellen stellen die 35 Monate nur einen Schätzwert dar, da die untersuchten Meßreihen zu kurz sind. Es ist jedoch möglich, schon aus den ersten Autokorrelationskoeffizienten auf das Verhalten des Grundwasserleiters zu schließen.

Die Autokorrelationskoeffizienten der Meßstelle GWR 718 werden innerhalb der betrachteten Dreiergruppe am schnellsten voneinander unabhängig. Dies läßt - im Gegensatz zu den Meßstellen GWR 720 und GWR 728 - auf eine höhere Infiltration und einen größeren Grundwasserabfluß schließen. Denn je schneller die Grundwasserstandsdaten voneinander unabhängig werden, desto ausgeprägter sind die Grundwasserstandsänderungen und desto direkter kann der Aquifer auf Niederschläge reagieren.

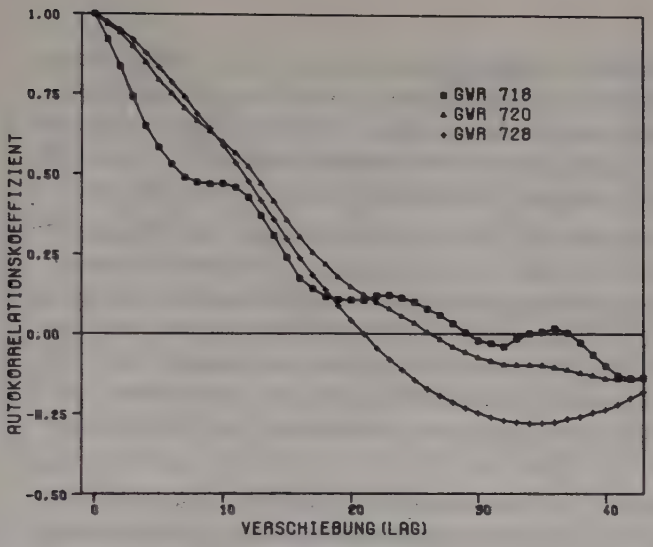


Abb. 12: Korrelogramme der Grundwasserstände (Meßstellen GWR 718, GWR 720, GWR 728)

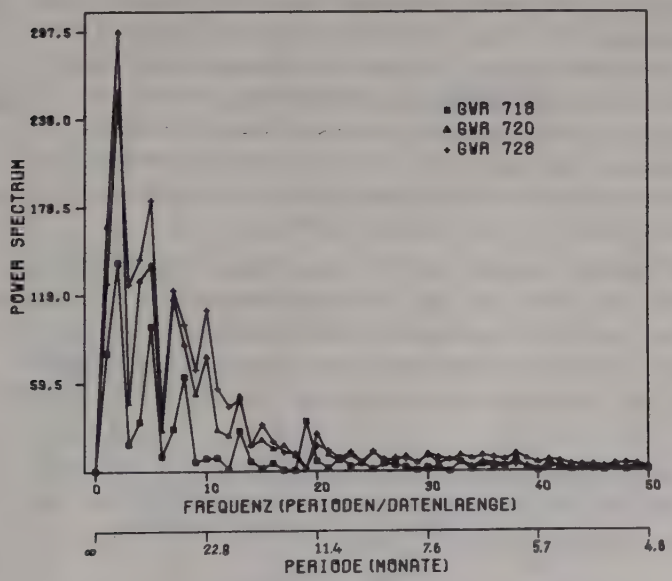


Abb. 13: Periodogramm der Grundwasserstände (Meßstellen GWR 718, GWR 720, GWR 728)

Mit zunehmender Verschiebung erreicht die Autokorrelationsfunktion von GWR 728 bei L = 34 die höchste negative Abhängigkeit. Dies heißt, daß bei dieser Meßstelle z. B. auf einen hohen Grundwasserstand nach 34 Monaten mit einem niedrigen Grundwasserstand zu rechnen ist.

Im Korrelogramm GWR 718 ist deutlich bei den Verschiebungen L = 12, 24, 36 ein Anstieg der Korrelationskoeffizienten zu beobachten. Dieser Anstieg ist ein Zeichen für den Jahresgang der Grundwasserstände, der direkt von der Grundwasserneubildung verursacht wird. Im Gegensatz hierzu zeigen die Ergebnisse der Meßstellen GWR 720 und GWR 728 keinen Jahresgang der Grundwasserstände.

Die Aussagen der Autokorrelation werden ergänzt durch die Ergebnisse der Spektralanalyse (Abb. 13). Im Periodogramm werden die Amplituden und die dazugehörigen Frequenzen der Grundwasserstandsschwankungen getrennt dargestellt. Die Spektralanalyse von GWR 718 zeigt bei der Frequenz 19/228 einen von den Nachbarpunkten deutlich unterscheidbaren Anstieg im Power Spektrum. Der Großteil der Grundwasserstandsänderungen aller drei Meßstellen wird jedoch durch Schwankungen größerer Wellenlänge hervorgerufen. Je langsamer und träger ein Aquifer auf Niederschläge reagiert, um so größer wird die Amplitude der niedrigen Frequenzen.

In der zweiten Gruppe sind die Ergebnisse der Meßstellen GWR 710, GWR 1141 und GWR 1614 zusammengefaßt. Nach dem Lageplan (Anlage 1) sind alle drei Meßstellen völlig unterschiedlichen Standorten zuzuordnen. Die Schichtenfolgen der drei Meßstellen sind aus Anlage 2 ersichtlich.

Abb. 14 zeigt die Autokorrelationsfunktionen der Meßstellen GWR 710, GWR 1141 und GWR 1614. Auffallend ist zunächst das Ergebnis der Meßstelle GWR 1614. Hier muß

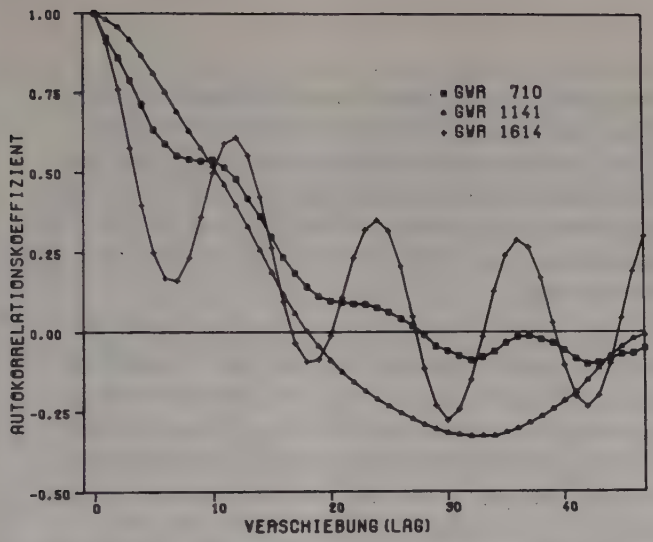


Abb. 14: Korrelogramme der Grundwasserstände (Meßstellen GWR 710, GWR 1141, GWR 1614)

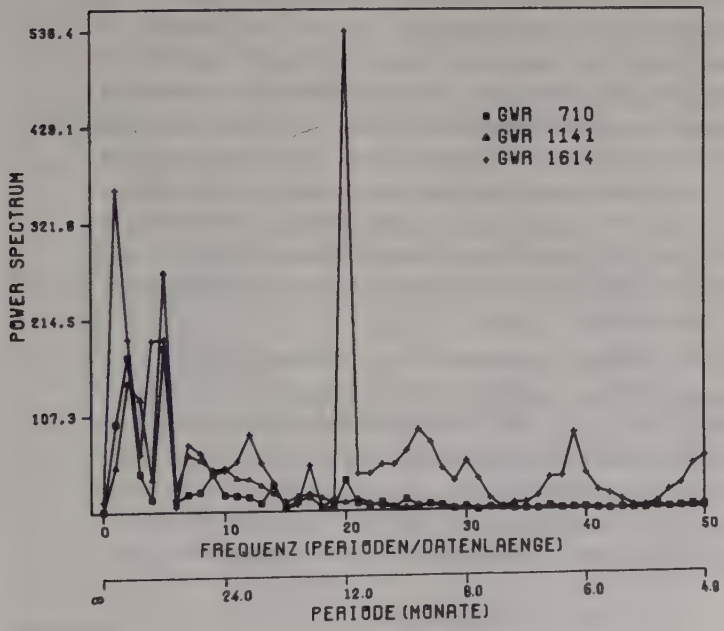


Abb. 15: Periodogramm der Grundwasserstände (GWR 710, GWR 1141, GWR 1614)

es sich um einen Aquifer handeln, der schnell auf die Infiltration von Niederschlägen reagiert (schnelles Absinken der Autokorrelationskoeffizienten). Dies läßt auf eine hohe Grundwasserneubildungsrate schließen. Die Grundwasserstände der Meßstellen GWR 710 und GWR 1141 dagegen unterliegen nur einer geringen Infiltration durch Niederschläge.

Die Ergebnisse dieser zweiten Gruppe werden durch die jeweiligen Bohrprofile erklärlich. Aus dem Bohrprofil der Meßstelle GWR 1614 ist ersichtlich, daß die Bedingungen für die Infiltration von Niederschlägen relativ gut sind (8 m mächtige Feinsandschicht). Die verzeichnete Tonschicht hat nur eine geringe Ausdehnung, so daß - wie benachbarte Bohrprofile zeigen - sie für die Grundwasserneubildung keine generell sperrende Einlagerung darstellt.

Nach der Spektralanalyse der drei Meßstellen (Abb. 15) ist der Jahresgang der Meßstelle GWR 1614 erheblich. Ihre Amplitude ist ungefähr viermal so groß, wie die der Meßstelle GWR 710. Die absolute Grundwasserneubildung eines Jahres der Meßstelle GWR 710 hängt vor allem davon ab, wie weit die Vorjahre Naß- bzw. Trockenjahre waren. Dies wird durch die vergleichsweise hohen Werte im Power Spektrum für lange Wellenlängen (> 24 Monate) ersichtlich. Die Ergebnisse der Meßstelle GWR 1141 deuten auf ein ähnliches Verhalten wie das der Meßstelle GWR 728 der Gruppe 1 hin.

Die Grundwassergleichenkarten der Gewässerkundlichen Jahresberichte des Landes Berlin ermöglichen eine Abschätzung, inwieweit die Grundwasserstandsänderungen auch durch einen hohen horizontalen Zu- bzw. Abstrom hervorgerufen werden können. Auf Grund der Potentialgefälle ist bei den Meßstellen GWR 728 und GWR 1141 mit einer horizontalen Fließbewegung zu rechnen, die die

	Meßstelle GWR	Bebauung Bodenbedeckung Infiltrationsvermögen	Autokorr. R_1	Unabh. in Monaten	Amplitude des Jahresganges (cm)	Art und Umfang der Grundwasserneubildung
Gruppe 2 N = 288	718	locker bebaut, teilweise Gartengelände, Geschiebemergel	0,920	35-40	5,8	geringe Infiltrationsrate, geringer Jahresgang d. Grundwasserstandes
	720	wie 718	0,967	> 40 *	nicht nachweisbar	sehr geringe Infiltration, mehrjähriger Grundwassergang
	728	wie 718	0,975	> 40 *	nicht nachweisbar	nahezu keine Infiltration, horizontaler Zustrom, mehrjähriger Grundwassergang
Gruppe 1 N = 240	710	wie 718	0,925	35-40	5,8	wie 718
	1141	unbebaut, Waldgebiet (Kiefer), Geschiebemergel	0,975	> 40 *	nicht nachweisbar	wie 728
	1614	unbebaut, Waldgebiet (Kiefer), Feinsand	0,889	30	23,2	hohe Infiltrationsrate, ausgeprägter Jahresgang, hohe Grundwasserneubildung

* bessere Angaben lassen sich nur mit einer längeren Datenreihe machen

Tab. 2: Ergebnisse der Zeitreihenanalyse und ihre Rückschlüsse auf die Grundwasserneubildung

Grundwasserstandsschwankungen beeinflußt. Ein starkes Gefälle im Grundwasserspiegel wird sich durch eine Dämpfung der Grundwasserstandsänderungen bemerkbar machen. Im Korrelogramm und Periodogramm konnte dies bei den untersuchten Grundwasserganglinien nicht nachgewiesen werden.

In Tabelle 2 sind die Ergebnisse aus den Abb. 12, 13, 14, 15 und ihre Interpretation für die Grundwasserneubildung stichwortartig zusammengefaßt.

3.3.4 Abhängigkeit der Grundwasserneubildung vom Niederschlag

Zur Beurteilung des Verlaufs der Grundwasserneubildung ist zu untersuchen, inwieweit Niederschläge zur Ergänzung beitragen, wann diese Niederschläge auftreten und mit welcher zeitlichen Verzögerung sie sich durch eine Grundwasserstandsänderung bemerkbar machen. Durch einen Vergleich der Ergebnisse der Spektralanalyse von Niederschlag und Grundwasserstand ist es möglich, dies abzuschätzen.

In Abb. 16 ist das Periodogramm der Niederschläge von Berlin-Dahlem dargestellt. Ausgangsreihe ist die monatliche Niederschlagssumme einer 65-jährigen Datenreihe (hydrologische Jahre 1909 - 1973). Es ist zu ersehen, daß der Gang der Niederschläge vor allem von einem Jahreszyklus (Periode: 12 Monate) und einem Halbjahreszyklus (Periode: 6 Monate) gebildet wird. Nach der Überlagerung beider Perioden spiegeln sich im Halbjahreszyklus die Winterniederschläge und im Jahresgang die Sommerniederschläge wider.

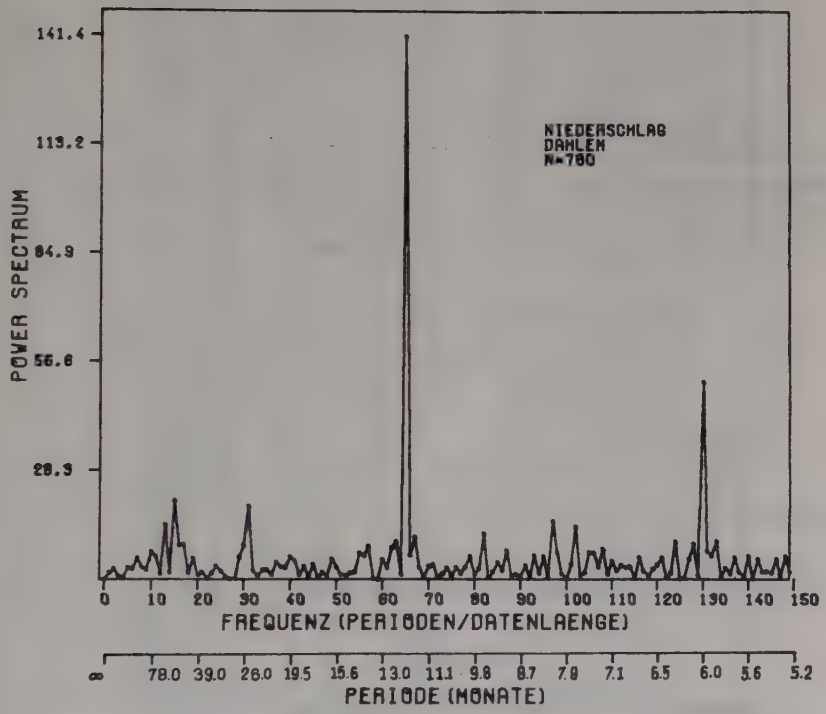


Abb. 16: Periodogramm der Niederschläge Berlin-Dahlem (hydrologische Jahre 1909 - 1973)

Vergleicht man diese Ergebnisse mit den Periodogrammen der Grundwasserstandsdaten, so sind leicht Fehlerinterpretationen für die Grundwasserneubildung möglich. Der Jahresgang der Grundwasserstände wird nicht durch den Jahresgang der Niederschläge, sondern durch die Winterniederschläge verursacht, die im Periodogramm als Halb-

	N Ausgangs-reihe	JAHRESGANG				HALBJAHRESGANG			
		a_n	β_n	φ_n	a_n	a_n	β_n	φ_n	a_n
GWR 710	240	- 5,15	-2,74	62,6°	5,8 cm	kein Halbjahresgang vorhanden			
GWR 718	228	- 4,47	-4,64	43,9°	5,8 cm	kein Halbjahresgang vorhanden			
GWR 1614	240	-19,4	12,64	123,1°	23,2 cm	-9,00	-2,03	23,9°	9,2 cm
Nieder-schläge	780	- 4,30	-11,09	21,2°	11,9 mm	0,16	7,16	1,3°	7,2 mm

Tab. 3: Ergebnisse der Spektralanalyse (Anfangswinkel, Amplitude) der Meßstellen GWR 710, GWR 718 und GWR 1614 sowie der Niederschläge

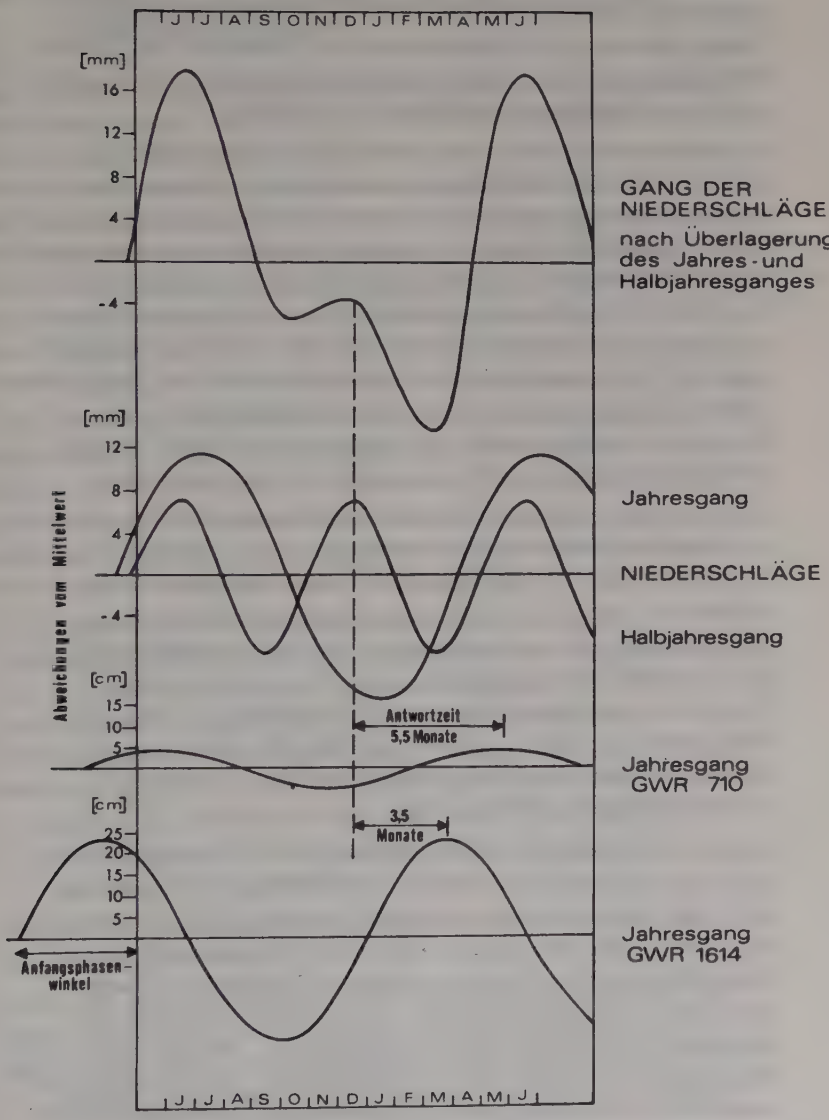


Abb. 17: Mittlerer Gang der Niederschläge und der Grundwasserstände (GWR 710, GWR 1614) auf Grund der Ergebnisse der Spektralanalyse

jahresgang auftreten. Die hohen Sommerniederschläge sind allein im Periodogramm der Meßstelle GWR 1614 durch einen geringen Halbjahreszyklus zu erkennen. Bei dieser Meßstelle ist bei regenreichen Sommermonaten mit einer geringen Grundwasserergänzung zu rechnen.

In Abb. 17 sind der Gang der Niederschläge sowie der Halbjahres- und Jahreszyklus dargestellt. Beide Funktionen sind mit dem entsprechenden Anfangsphasenwinkel aufgetragen. Die starken Sommerniederschläge werden fast völlig durch die hohe Evapotranspiration aufgezehrt, so daß für die Grundwasserneubildung vor allem die Winterniederschläge sorgen. In Abb. 17 sind auch der Jahresgang der Grundwasserstände (Meßstellen GWR 710, GWR 1614) unter Berücksichtigung der Anfangsphasenwinkel aufgetragen. Die Antwortzeit des Grundwasserstandes auf den Winterniederschlag läßt sich dann leicht ermitteln.

Sie ist die Differenz zwischen dem Anstieg der Niederschläge im Winter und dem Jahresgang des Grundwasserstandes (Abb. 17). In Tabelle 3 sind neben den Ergebnissen von Abb. 17 die Einzelwerte der Fourieranalyse aufgetragen, die zur Berechnung des Anfangsphasenwinkels und der Amplitude notwendig sind (Kap. 3.2.3). Aus Tabelle 3 ist ersichtlich, daß die Meßstelle GWR 1614 neben dem Jahresgang auch einem Halbjahresgang unterliegt. Er ist jedoch zur Berechnung der Antwortzeit nicht unbedingt erforderlich.

Das Periodogramm der Niederschläge weist außerdem nach, daß die Niederschläge keinem systematischen Ablauf von Naß- und Trockenjahren unterworfen sind. Eine 11-Jahresperiode der Niederschläge auf Grund der Sonnenfleckenzahl läßt sich bei der verwendeten 65-jährigen Datenreihe nicht nachweisen (Abb. 16). Somit wird sich der mehrjährige Gang der Grundwasserstände, wie ihn die Periodogramme (Abb. 14, 15) vermitteln, bei der Analyse wesentlich umfangreicherer Meßdaten als zufallsabhängig erweisen.

4. SIMULATION VON GRUNDWASSERSTANDSDATEN DURCH EIN MATHEMATISCHES MODELL

Ein mathematisches Modell zur Simulation von Grundwasserstandsdaten soll die Teilschritte der Grundwasserneubildung entschlüsseln. Der Aufbau des Modells und seine Ergebnisse stehen daher in direkter Beziehung zu den hydrogeologischen, klimatischen und geographischen Faktoren des Untersuchungsgebietes, die die Grundwasserneubildung beeinflussen. Um quantitative Aussagen über die Ergänzung des Grundwassers machen zu können, sollte ein Simulationsmodell den direkten Vergleich zwischen Naturvorgang und Modellergebnis ermöglichen.

Nach DAWDY (1969) unterscheidet man zwei Modelltypen. Der erste Typ wird als deterministisches oder parametrisches Modell bezeichnet. In einem solchen Modell werden physikalische Vorgänge durch eine Reihe von Gleichungen nachvollzogen, die die wichtigsten hydrologischen Parameter des zu beschreibenden Naturvorganges beinhalten.

Der zweite Typ für eine mathematische Simulation ist das stochastische Modell. Im Gegensatz zum deterministischen Modell sind dort keine hydrologischen, sondern statistische Parameter Grundlagen der Simulation. Anwendung findet ein stochastisches Modell vor allem dann, wenn bei hydrologischen Vorgängen eine Analyse der beeinflussenden physikalischen Parameter nicht mehr möglich ist. Ein- und Ausgabedaten werden dann als Zufallsfunktionen betrachtet.

Bei dem vorliegenden Modell handelt es sich um ein deterministisches Modell.

Durch den Entwicklungsstand der Computertechnik sind die Möglichkeiten gegeben, umfangreiche mathematisch deterministische Modelle aufzustellen. Ziel ist es dabei, die unterschiedlichen hydrologischen Bedingungen eines

Einzugsgebietes mathematisch so zu beschreiben, daß quantitative Aussagen für die einzelnen Teile des Wasserkreislaufes möglich sind.

Richtungsweisend für die Modelltechnik war das Stanford Watershed Model (CRAWFORD & LINSLEY, 1966). Dieses Modell war Ausgangspunkt zur Erstellung einer großen Zahl weiterer Modelle, die sich vor allem mit der Beziehung zwischen Niederschlag und Abfluß beschäftigen.

Für die Niederschlag-Grundwasserstand-Beziehung sind bisher wenig mathematisch deterministische Modelle entwickelt worden (DEGALLIER, 1972). Dafür mag es zwei Erklärungen geben: zum einen sind bei kleinen Einzugsgebieten andere Modelltypen zur Problemlösung besser geeignet, zum anderen fehlt es oft an den notwendigen Daten, ohne die ein Modell nur unbefriedigend entwickelt werden kann (DOMENICO, 1972).

4.1 Arbeitsgang bei der Modellerstellung

Der Aufbau des Modells und die Modellentwicklung sind nur ein Teilschritt der Modellierung von hydrologischen Vorgängen. DYCK (1971) hat die einzelnen Schritte bis zur Modellentwicklung und bis zur Anwendung des Modells dargestellt (Abb. 18).

Grundlage eines jeden Simulationsmodells sind die Daten von realen Vorgängen, wie Niederschlag, Temperatur oder Abfluß. Schon durch die Datengewinnung werden dem zu erstellenden Modell Grenzen gesetzt. Da die benötigten Daten oft nur in geringem Umfang vorhanden sind, stellt sich die Frage, inwieweit das Datenmaterial einen Einblick in einen hydrologischen Vorgang ermöglicht. Die Fehleranfälligkeit eines Modells wird schon durch Art, Genauigkeit, Umfang und Verfügbarkeit der Ausgangsdaten bestimmt.

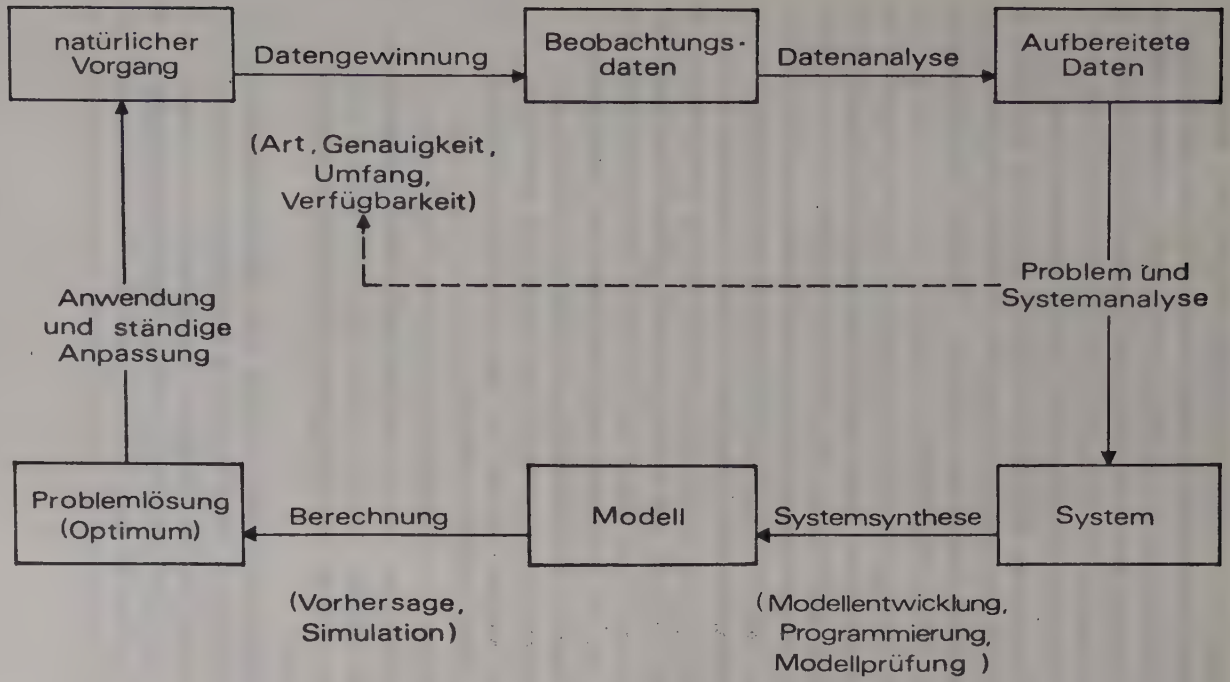


Abb. 18: Arbeitsgang bei der Modellerstellung (DYCK, 1971)

Die Datenanalyse stellt den zweiten Schritt zum Aufbau des mathematischen Modells dar. Durch sie wird zum einen der Informationsgehalt der Daten überprüft, zum anderen werden Aussagen über den Ablauf des untersuchten Naturvorgangs gemacht. So ermöglicht die Zeitreihenanalyse der Grundwasserstandsdaten qualitative Aussagen über Art und Umfang der Grundwasserneubildung. Zieht man zusätzlich die Analysenergebnisse der Niederschläge heran, so lassen sich Beziehungen zwischen Niederschlag und Grundwasserstand ermitteln.

Nach Abb. 18 liegt der nächste Schritt in der Problem- bzw. Systemanalyse. Diese stellt das Gerüst für das spätere Modell dar. Bei hydrologischen Vorgängen ist es sinnvoll, dieses System dem hydrologischen Kreislauf anzupassen. Um die Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Grundwasserstand zu ermitteln, ist es erforderlich, alle wesentlichen Beeinflussungsfaktoren zu erkennen. Dabei ist wichtig, daß diese Faktoren mathematisch darstellbar sind. Dies führt zur Struktur des mathematischen Modells und zur zahlenmäßigen Festlegung der Modellparameter. Da die Problemanalyse von Faktoren ausgeht, die oft unabhängig voneinander theoretisch oder empirisch ermittelt wurden, gelangt man nur schwer im ersten Ansatz zu einem optimalen Modell.

Danach müssen die einzelnen Vorgänge und ihre Beeinflussungsfaktoren in ein mathematisches Gleichungssystem umgesetzt werden. Dieser Schritt schließt unterschiedliche Lösungsmöglichkeiten sowie die Programmierung des Modells ein.

Die Anwendung des Modells führt dann zur Berechnung von simulierten Daten. Ein Vergleich mit gemessenen Daten verdeutlicht die Brauchbarkeit des Modells und zeigt Wege zu seiner Verbesserung. Diese simulierten Daten lassen sich meist noch nicht direkt mit Naturmessungen

vergleichen. Da die Parameter des Modells Schätzwerte sind, müssen sie erst den natürlichen Gegebenheiten angepaßt werden. Die Auswirkung der Variation der Modellparameter muß getestet werden, um den unterschiedlichen örtlichen Bedingungen Rechnung zu tragen.

Meist ist die Verbesserung des Modells und die Optimierung der einzelnen Modellparameter mit großen Schwierigkeiten verbunden. Bei der Entwicklung eines Modells ist es sinnvoll, zunächst mit einfachen Ansätzen und möglichst wenigen Modellparametern zu beginnen. Es stellt sich nämlich die Frage, inwieweit oft unzureichende Ergebnisse ein allzu kompliziertes Modell rechtfertigen. Bei der stufenweisen Entwicklung eines Modells ist es dann möglich, die Notwendigkeit einzelner Modellparameter abzuschätzen. Die Schwierigkeit besteht somit darin, mit möglichst einfachen Ansätzen ein Maximum an Information zu erreichen. Um dies zu gewährleisten, stellt DYCK (1971) folgende Anforderungen an ein Simulationsmodell:

- es soll physikalisch gut fundiert sein
- die Naturvorgänge sollen mit einer minimalen Anzahl von Variablen und Parametern ausreichend genau beschrieben sein
- die Anwendung des Modells soll unter Berücksichtigung der vorhandenen Eingabedaten minimalen Beschränkungen unterliegen

4.2 Aufbau und Struktur des Modells

Das vorliegende Modell und die Zahl der Modellparameter ist das Ergebnis mehrerer Ansätze und der stufenweisen Anpassung der Modellergebnisse auf die Berliner Verhältnisse im Bereich der untersuchten Meßstellen.
Abb. 19 zeigt vereinfacht den Aufbau des Modells. Es gliedert sich in drei Teile, in die Austauschzone (Bo-

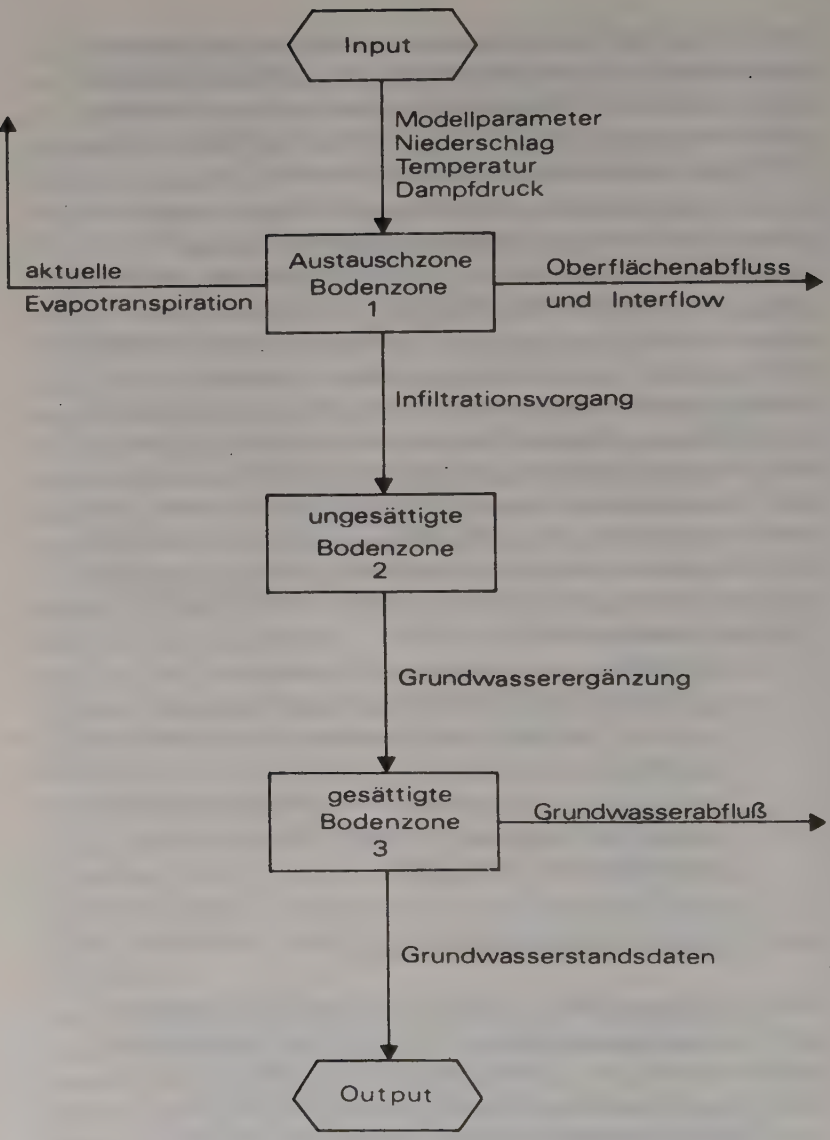


Abb. 19: Struktur des Modells zur Simulation von Grundwasserstandsdaten

denzone 1), die ungesättigte Bodenzone (Bodenzone 2) und die gesättigte Bodenzone (Bodenzone 3).

In der Bodenzone 1 haben Einfluß auf den gefallenen Niederschlag: Evapotranspiration, Bodenfeuchte und Oberflächenabfluß. Aus der Diskussion der Zeitreihenanalyse ergibt sich, daß für die untersuchten Grundwasserbeobachtungsrohre kein unmittelbarer Zusammenhang zwischen Niederschlagshöhe und Grundwasserstandsänderung besteht. Entsprechend den örtlichen Bedingungen teilt sich der Niederschlag zeitlich verzögert als Grundwasserstandsänderung mit. Der Großteil gelangt jedoch erst gar nicht zum Grundwasser, sondern wird entweder von der Evapotranspiration aufgebraucht, geht als Oberflächenabfluß verloren, oder dient zum Auffüllen der Bodenfeuchte.

Die Restwassermenge des Niederschlags infiltriert die Bodenzone 2. Nach Abb. 19 liegt diese Zone außerhalb der Wirkung der Evapotranspiration. Dies stellt eine Vereinfachung dar. Vergleicht man jedoch die geringe kapillare Steighöhe von Feinsandböden (ca. 40 cm) mit den Flurabständen des Berliner Raumes (ca. 4 - 20 m), so erscheint diese Annahme gerechtfertigt. Der infiltrierte Niederschlag wird entsprechend dem Flurabstand und dem geologischen Schichtenaufbau zeitlich "auseinandergezogen".

Mit dem Erreichen der Bodenzone 3 macht sich der Niederschlag als Grundwasserstandsänderung bemerkbar. Die Größe der Grundwasserstandsschwankung wird besonders von der Durchlässigkeit und dem nutzbaren Porenvolumen des Grundwasserleiters bestimmt.

4.2.1 Austauschzone (Bodenzone 1)

In der Austauschzone wirken Evapotranspiration, Bodenfeuchte und Oberflächenabfluß als Verlustglieder auf den gefallenen Niederschlag. Daher ist die effektive Niederschlagshöhe, die zum Grundwasser gelangt, in der Regel geringer als der gefallene Niederschlag. Wie schon angedeutet, sind alle drei Verlustglieder mehr oder weniger stark voneinander abhängig. Diese Abhängigkeit wird beeinflußt von der Jahreszeit, dem Pflanzenwuchs, der Bebauung, der Bodenart, den geologischen Verhältnissen und der Geländeneigung.

Für ein unbebautes Gelände des Berliner Raumes stellt die Evapotranspiration das größte Verlustglied dar. Man unterscheidet zwischen potentieller und aktueller Evapotranspiration. Die potentielle Evapotranspiration ist der Verdunstungswert, der sich nach dem Dampfsättigungsdefizit der Luft berechnet. Abgesehen von freien Wasserflächen stellt sich jedoch vor allem in den Sommermonaten ein geringerer "aktueller" Wert ein, da das vorhandene Wasserangebot geringer ist als das Aufnahmevermögen der Luft. Für die potentielle und aktuelle Evapotranspiration lassen sich meist nur Schätzwerte angeben, deren Größe je nach Berechnungsart stark schwankt.

Für die Berechnung der Evapotranspiration im Modell ist es sinnvoll, eine der meteorologischen Verdunstungsformeln zu verwenden. Nach DAMMANN (1965) eignet sich für die klimatologischen Verhältnisse Norddeutschlands die Näherungsformel von HAUDE (1954, 1959).

HAUDE geht direkt vom täglichen Dampfsättigungsdefizit der Luft aus. Da dieses Defizit jeweils um 14.00 Uhr Ortszeit gemessen wird, muß dieser Wert durch einen Korrekturfaktor den Bedingungen eines ganzen Tages und den jahreszeitlichen Änderungen in der Vegetation ange-

paßt werden. Die Tageswerte der potentiellen Evapotranspiration können zu Monatswerten addiert werden. Es ist jedoch einfacher, über den monatlichen Mittelwert der 14-Uhr Temperatur und des 14-Uhr Dampfdrucks die Verdunstung zu berechnen.

Die HAUDE-Formel lautet:

$$EPH = (E-DD) \cdot EFH \quad (mm)$$

EPH: Potentielle Evapotranspiration nach HAUDE
E : Sättigungsdampfdruck zur zugehörigen gemessenen Temperatur (T) in mm Hg
DD : gemessener Dampfdruck in mm Hg
EFH: Korrekturfaktor, der das 14-Uhr Dampfsättigungsdefizit auf einen Tageswert umrechnet und den jahreszeitlichen Unterschieden in der Vegetation Rechnung trägt

Oktober - Februar	0.26
März	0.33
April - Mai	0.39
Juni	0.37
Juli	0.35
August	0.33
September	0.31

T : Temperatur in °C

Zur Ermittlung des Dampfsättigungsdrucks wird die Näherungsformel von MAGNUS (KÖHLER, 1926) verwendet:

$$E = 4{,}58 \cdot 10^{\frac{7{,}45 \cdot T}{235 + T}}$$

Es sei darauf hingewiesen, daß man mit der HAUDE-Formel nur die potentielle Evapotranspiration berechnen kann. Bodenart, Vegetation und Bodenbedeckung, von der der aktuelle Wert abhängt, werden durch diese Formel nicht erfaßt.

So beträgt die mittlere jährliche potentielle Evapotranspiration für den Berliner Raum (hydrologische Jahre 1954 - 1973) nach HAUDE 560 mm. Der sich tatsächlich einstellende Verdunstungswert liegt nach Lysimetermessungen von HUSEMANN & WESCHE (1964) und WESCHE (1970) bei ungefähr 460 mm (Voraussetzung: lehmiger Sandboden, Grasbewuchs, kein Oberflächenabfluß). Diese

aktuelle Evapotranspiration berücksichtigt, ob jeweils das notwendige Wasserangebot zur Verdunstung vorhanden ist.

Wie Lysimetermessungen zeigen, ist die Evapotranspiration sehr stark von der Bodenart, Bodennutzung und Bodenbedeckung abhängig (u. a. WESCHE, 1970; LIEBSCHER, 1970; SCHUBACH, 1973). Um bei der Modellrechnung die Auswirkung dieser Faktoren berücksichtigen zu können, wird ein Parameter (CEP) zur Variation der Evaporation eingeführt. Durch diesen Parameter bleibt die prozentuale Verteilung der potentiellen Evapotranspiration über das Jahr, so wie sie durch die HAUDE-Formel ermittelt wird, erhalten.

Dies wird durch Lysimetermessungen für die aktuelle Evapotranspiration, vor allem bei Sandböden, bestätigt. Näherungsweise ist es daher gerechtfertigt, den unterschiedlichen Infiltrationsbedingungen durch einen Parameter Rechnung zu tragen, der die prozentuale Verteilung der Evapotranspiration bestehen läßt.

CEP = 1 bedeutet, daß für die potentielle Evapotranspiration der nach HAUDE ermittelte Wert gilt. Für CEP = 1,2 erhöht sich jeder Monatswert um 20 %, für CEP = 0,8 verringert sich jeder Monatswert um 20 %.

Zur Verdunstung steht zum einen der Niederschlag, zum anderen die ausschöpfbare Bodenfeuchte zur Verfügung.

Die ausschöpfbare Bodenfeuchte ist der gespeicherte Wasservorrat, der dem Boden durch die Verdunstung bzw. den Pflanzenverbrauch wieder entzogen werden kann (UHLIG, 1956). Die maximal ausschöpfbare Bodenfeuchte beträgt nach GÖHRE (1949) für die Bodenverhältnisse bei Eberswalde (etwa gleiche Bedingungen, wie die des Berliner Raumes) zwischen 30 und 70 mm. Dieser Maximalwert stellt eine Art Schwellenwert dar, von der die Infiltration des Bodenwassers in die Bodenzone 2 abhängig ist.

Die ausschöpfbare Bodenfeuchte bildet neben dem Niederschlag ein Reservoir, aus dem die Evapotranspiration gedeckt werden kann. Ist die Summe der ausschöpfbaren Bodenfeuchte und des Niederschlags größer als die potentielle Evapotranspiration, so entspricht die aktuelle der potentiellen Evapotranspiration.

Nach UHLIG (1956) hängt die ausschöpfbare Bodenfeuchte in erster Linie von der Bodenart ab. Die maximal ausschöpfbare Bodenfeuchte ist die Differenz zwischen dem Maximum der Bodenfeuchte im Winter (Feldkapazität) und dem Minimum im Sommer (Welkepunkt). Es ist durchaus möglich, daß andersartige Böden mit Unterschieden im absoluten Feuchtegehalt die gleiche maximale ausschöpfbare Bodenfeuchte haben. Es wächst zwar mit zunehmenden schluffigen Anteilen das absolute Wasseraufnahmevermögen, es sinkt aber andererseits durch die enger werdenden Porendurchmesser die Wasserleitfähigkeit des Bodens (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1966).

GÖHRE (1949) hat auf Grund von Lysimetermessungen Niederschlag, Wassergehalt, Verdunstung und Infiltration miteinander verglichen. Dabei wird deutlich, daß die Infiltration in den Untergrund erst nach Überschreiten einer bestimmten Bodenfeuchte möglich ist. Dieser Wert, die Feldkapazität, stellt einen Grenzwert für das Wasserhaltevermögen des Bodens dar.

Im Modell wird dies insoweit berücksichtigt, als die Monatswerte der ausschöpfbaren Bodenfeuchte (BOD) kontinuierlich simuliert werden (Grenzwert: maximal ausschöpfbare Bodenfeuchte (BOA)). Von diesen Werten ist neben der Höhe der aktuellen Evapotranspiration der Oberflächenabfluß und der infiltrierende Niederschlag abhängig.

Wenn man den oberirdischen Abfluß betrachtet, so zeigt sich wiederum der große Einfluß der Bodenfeuchte. Ver-

einfacht kann man sagen, daß ein Abfluß erst dann möglich ist, wenn die Bodenfeuchte der oberen Schicht durch Niederschlagswasser aufgefüllt ist. Eine genauere Abschätzung des oberirdischen Abflusses ist bei der Verwendung von Monatsdaten außerordentlich schwierig, da hierbei die wichtigsten Faktoren wie Niederschlagsintensität und Regendauer nicht berücksichtigt werden. PECHER (1969) hat diese und andere Einflüsse auf Abfluß und Versickerung eingehend untersucht.

Für das Modell werden folgende Annahmen getroffen: In niederschlagsreichen Monaten kann nach Abzug von Evapotranspiration und dem Auffüllen der Bodenfeuchte nicht die ganze Restwassermenge in den Untergrund infiltrieren. Dies setzt einmal voraus, daß die Durchlässigkeit der Austauschzone gering ist, zum anderen muß für einen Oberflächenabfluß das notwendige Gefälle vorhanden sein.

Im Modell wird dies durch einen Schwellenwert (OAS) berücksichtigt. Dieser Schwellenwert stellt die obere Grenze des in die Bodenzone 2 versickernden Niederschlagsanteils dar. Die Größe dieses Wertes ist nicht allein von der Durchlässigkeit der Austauschzone, sondern auch von der Niederschlagsdauer und Niederschlagsintensität abhängig. Je höher der Parameter OAS im Modell ist, um so geringer ist der Oberflächenabfluß. Dieser Parameter erlaubt es, bis zu einer gewissen Grenze der unterschiedlichen Bodenbedeckung bzw. Bebauung Rechnung zu tragen.

Im Modell ist die Möglichkeit gegeben, den Oberflächenabfluß noch auf eine andere Art zu berücksichtigen. Durch einen Parameter CNE läßt sich die Niederschlagshöhe (wie bei dem Parameter CEP für die Evapotranspiration) prozentual erhöhen oder senken. Dadurch läßt sich die jährliche Niederschlagssumme, entsprechend der unterschiedlichen mittleren Niederschlagsverteilung in

BOA = Ausschöpfbare Bodenfeuchte
BOD = Bodenfeuchte
BOG = Bodenfeuchte zu Beginn der Simulation
CEP = Konstante zur prozentualen Veränderung der potentiellen Evapotranspiration
CNE = Konstante zur prozentualen Veränderung des gemessenen Niederschlages
DD = gemessener Dampfdruck der Luft
EPA = Aktuelle Evapotranspiration
EPH = Potentielle Evapotranspiration nach HAUDE
NG = gemessener Niederschlag
NV = versickernder Niederschlagsanteil
OAB = Oberflächenabfluß
OAS = Schwellenwert für den Oberflächenabfluß
T = gemessene Temperatur der Luft

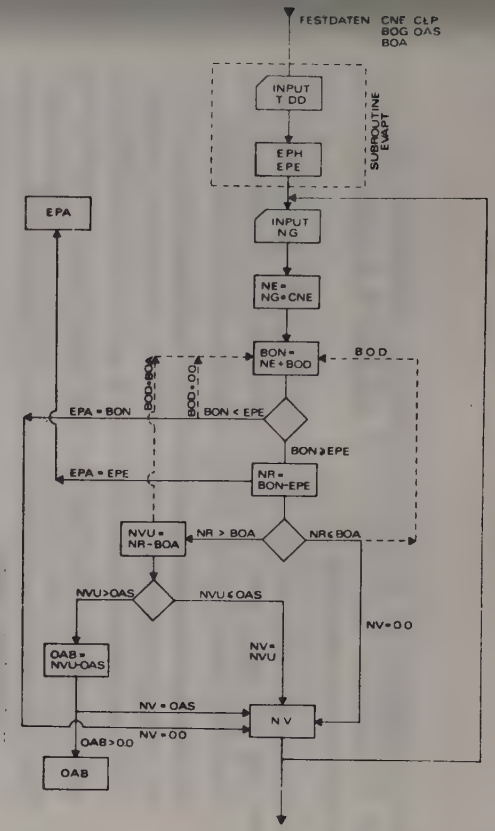


Abb. 20: Flußdiagramm zur Berechnung des aus der Austauschzone in die Bodenzone 2 infiltrierenden Niederschlaganteils

Berlin (West) (Kap. 2.1.3), rechnerisch verändern. Für CNE = 1 wird mit den tatsächlich gemessenen Niederschlagswerten gerechnet.

In Abb. 20 ist der Verlauf der Berechnung der Austauschzone bis zur Infiltration in die Bodenzone 2 in einem Flußdiagramm dargestellt. Die Variablen des Inputs sind:

NG = gemessener monatlicher Niederschlag in mm
T = Temperatur in °C
DD = Dampfdruck in mm Hg

Die Modellparameter für die Austauschzone lauten:

CNE = Konstante zur prozentualen Veränderung des Niederschlages
CEP = Konstante zur prozentualen Veränderung der Evapotranspiration
BOA = maximal ausschöpfbare Bodenfeuchte in mm
BOG = Anfangswert der Bodenfeuchte in mm
OAS = Schwellenwert für den Oberflächenabfluß in mm

4.2.2 Ungesättigte Bodenzone (Bodenzone 2)

Die Bewegungsvorgänge in der ungesättigten Bodenzone werden vor allem von den Bindungskräften des Wassers in dem Drei-Phasen-System (Wasser, Boden, Luft) und von der Wirkung der Schwerkraft bestimmt. Bei der Verwendung von Monatsdaten lassen sich modellmäßig die Vorgänge der ungesättigten Bodenzone nur näherungsweise erfassen.

Der versickernde Niederschlag macht sich durch eine Änderung der Bodenfeuchte bemerkbar. Aus den Ergebnissen von VETTERLEIN (1961) und RENGER et al. (1970) ist zu ersehen, wie die Unterschiede der Bodenfeuchte mit wachsendem Flurabstand geglättet werden. Dies hängt auch vom geologischen Aufbau ab, der das Fortschreiten der Feuchtefront bestimmt. Einzelne Niederschlagser-

eignisse lassen sich somit nur schwer einer Grundwasserstandsänderung zuordnen.

Der Flurabstand und der lithologische Aufbau der Schichtenfolge beeinflussen demnach direkt die Antwortzeit eines Aquifers. Je größer die Antwortzeit auf ein Niederschlagsereignis ist, um so mehr wird die Grundwasserganglinie geglättet. Bei einer homogen und isotrop aufgebauten Sickerstrecke ist die Antwortzeit direkt vom Flurabstand abhängig. Betrachtet man jedoch die Bohrprofile in Anlage 2, so läßt sich wegen der Geschiebemergelabdeckung und des Schichtenaufbaus nicht direkt vom Flurabstand auf die Antwortzeit des Aquifers schließen.

Nach SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL (1966) wird das Vorrücken der Befeuchtungsfront in hohem Maße durch einen Wechsel der Porenverteilung im Profil beeinflußt. Bei stark geschichteten Profilen, wie sie bei den betrachteten Berliner Beispielen anzutreffen sind, richtet sich die Antwortzeit nach der Mächtigkeit und der Durchlässigkeit einer feinporigen Schicht.

Dieses "zeitliche Auseinanderziehen" der Feuchtefront wird im Modell durch zwei Parameter erfaßt. Der erste Parameter ist die Antwortzeit (AWZ), die sich nach der Zeitreihenanalyse abschätzen läßt (Kap. 3.3.4).

Der zweite Parameter (MS) glättet die Feuchtefront durch eine Exponentialfunktion. Dieser Parameter MS berücksichtigt näherungsweise die Schicht mit der geringsten Durchlässigkeit. Für MS = 3 wird der infiltrierende Niederschlag über drei Monate verteilt. Beträgt dabei die Antwortzeit (AWZ) 6 Monate, so bedeutet dies, daß sich ein infiltrierender Niederschlag nach Ablauf von 6 Monaten über 3 Monate hinweg als Grundwasserstandsänderung bemerkbar macht.

Die Exponentialfunktion zur Glättung des infiltrierenden Niederschlages lautet:

$$y = x \cdot e^{-0,8 \cdot x}$$

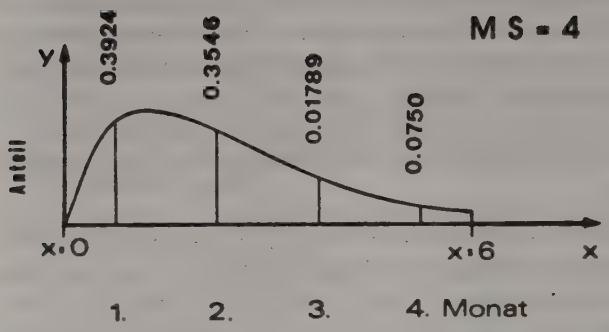


Abb. 21: Verlauf der Exponentialfunktion zur Glättung des infiltrierenden Niederschlages (Beispiel für MS = 4)

Für den Bereich $o < x < 6$ wird an Hand dieser Funktion der zeitliche Verlauf der Infiltration berechnet. In Abb. 21 ist der Verlauf der Funktion aufgetragen und für MS = 4 die Verteilung des versickernden Niederschlagsanteils berechnet. Nach Ablauf der Antwortzeit gelangen zunächst im ersten Monat der Auswirkung auf den Grundwasserstand 39,2 %, im nächsten Monat 35,5 %, danach 17,8 % und schließlich 7,5 % zur gesättigten Bodenzone.

Bei der Wahl der Funktion (Exponent: -0,8) wurde von der Überlegung ausgegangen, daß bei einem großporigen Sediment das Fortschreiten der Feuchtefront vor allem durch die Schwerkraft bewirkt wird und bei einem fein-

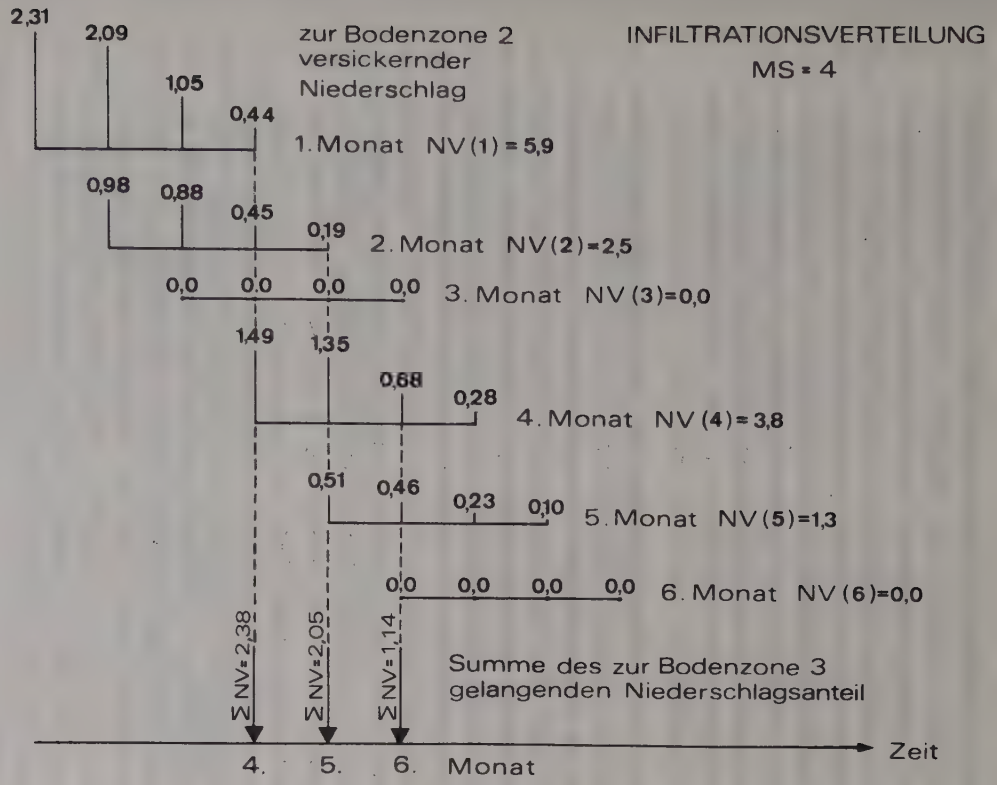


Abb. 22: Die Infiltrationsverteilung der Bodenzone 2 (für MS = 4) und ihre Auswirkung auf den zum Grundwasser gelangenden Niederschlagsanteil

porigen Sediment in zunehmendem Maße die Kapillarkräfte eine Rolle spielen. Bei $2 \leq MS < 5$ handelt es sich um ein großporiges Material mit dem Maximum des Feuchtegehaltes an der Feuchtefront. Wird $MS > 4$, so liegt das Maximum erst im 2. Monat der Feuchtefront und die prozentuale Verteilung ist ausgeglichener. Mit der Wahl dieser Funktion soll versucht werden, die neueren Erkenntnisse für die Bewegungen des Wassers in der ungesättigten Bodenzone (FREEZE, 1969; MOREL-SEYTOUX, 1973) für Monatsdaten zumindest annähernd zu berücksichtigen.

Durch das Auseinanderziehen der Feuchtefront resultiert die Grundwasserstandsänderung der gesättigten Bodenzone aus der Summe mehrerer Niederschlagsereignisse. Abb. 22 soll die Auswirkung der Infiltrationsverteilung auf den Wasserhaushalt der Bodenzone 2 und der Bodenzone 3 verdeutlichen. Für 6 Monate ist die zeitliche Abfolge des in die Bodenzone 2 versickernden Niederschlagsanteils und seine monatliche Verteilung aufgetragen. In der unteren Hälfte der Abbildung sind die effektiven Mengenanteile nach ihrer Infiltrationsverteilung MS aufsummiert. Für MS = 4 gelangt die Summe von 4 Monatswerten des versickernden Niederschlagswassers zum Grundwasser. Im 5. und 6. Monat gelangt auf Grund einer hohen Evapotranspiration kein Bodenwasser aus der Bodenzone 1 in die Bodenzone 2. Dennoch kommt es in beiden Monaten zu einer Grundwasserergänzung durch zurückliegende Niederschlagsereignisse. Aus Abb. 22 wird außerdem ersichtlich, daß der in einem Monat versickernde Niederschlagsanteil (z. B. 4. Monat: 3,8 mm) kein Maß für das zur Bodenzone 3 gelangende Bodenwasser ist (4. Monat: 2,38 mm).

Die Antwortzeit ist in Abb. 22 zu besseren Übersicht nicht berücksichtigt worden. Sie hätte zur Folge, daß sich die Summen der zur Bodenzone 3 gelangenden Nieder-

schlagsanteile um die Antwortzeit in Richtung der Zeitachse verschieben.

In der Bodenzone 3 wird diese Infiltrationshöhe auf Grund des nutzbaren Porenvolumens in einen Grundwasseranstieg umgerechnet. Da die Antwortzeit AWZ sich erst in der Bodenzone 3 auswirkt, gibt es für die ungesättigte Bodenzone nur einen Modellparameter:

MS = Konstante zur Berechnung der Infiltrationsverteilung

4.2.3 Gesättigte Bodenzone (Bodenzone 3)

Zur Berechnung der Strömungsvorgänge des Wassers in der gesättigten Bodenzone wird vorausgesetzt, daß die Vorgänge bei vollständiger Sättigung aller Poren ablaufen. Kennzeichnend für den Bewegungsablauf sind vor allem das Porenvolumen und die Durchlässigkeit des durchströmten Aquifers.

Als Grundlage der Grundwasserhydraulik dient das DARCYsche Filtergesetz:

$$v = k \cdot I$$

Nach diesem Gesetz ist die Geschwindigkeit (v) eines Strömungsvorganges im Untergrund neben dem Gefälle (I) von der Durchlässigkeit (k) eines durchströmten Mediums abhängig. Die Grenzen des DARCYschen Filtergesetzes werden durch den Porenkanaldurchmesser bestimmt. Bei Zunahme der Porenkanaldurchmesser steigt die Filtergeschwindigkeit bei gleichem Gefälle an. Dies führt zum gleichzeitigen Anwachsen der Trägheitskräfte und zum Übergang der laminaren Strömung (parallele Stromfäden) in einen turbulenten Strömungsvorgang. Andererseits macht sich bei kleiner werdendem Porenkanaldurchmesser im zunehmenden Maße die Wirksamkeit der Kapillarkräfte bemerkbar (BUSCH & LUCKNER, 1967 : kritischer Porenkanaldurchmesser 3 bis $10 \cdot 10^{-6}$ m).

Eine Grundwasserstandsänderung ist die Differenz zwischen der Auswirkung einer vertikalen Zugabe von infiltrierendem Niederschlagswasser und einem horizontalen Zu- bzw. Abstrom des Grundwassers. Der Verlauf einer Grundwasserganglinie kann somit Auskunft über den Wasserhaushalt der gesättigten Bodenzone geben. Kennt man das nutzbare Porenvolumen und die Ausdehnung eines Aquifers, dann lassen sich quantitative Aussagen über die einzelnen Wasserhaushaltsgrößen machen (UDLUFT, 1973; EINSELE, 1975).

So wirkt sich die Zugabe durch infiltrierenden Niederschlag entsprechend dem nutzbaren Porenvolumen durch einen Grundwasseranstieg aus. Gleichzeitig erfolgt der Grundwasserabfluß, der ein Absinken des Grundwasserstandes in Form einer Exponentialfunktion zur Folge hat. Diese Exponentialfunktion ist nach JACOB (1943) vom nutzbaren Porenvolumen, von der Durchlässigkeit und der Mächtigkeit des Aquifers abhängig. Es gibt mehrere Ansätze (siehe dazu DEGALLIER, 1965), diese Beeinflussungsfaktoren mathematisch zu erfassen. Der Umfang der Formeln bereitet jedoch bei der modellmäßigen Berechnung große Schwierigkeiten.

Es ist daher sinnvoller, für das Modell einen einfachen Ansatz zu benutzen. Auf der Grundlage der Formel von MAILLET (CASTANY, 1963) wird das Absinken der Grundwasserstände wie folgt beschrieben:

$$h_t = h_o \cdot e^{-\alpha t}$$

h_t = Grundwasserstand nach Ablauf der Zeit t
h_o = Grundwasserstand zu Beginn der Untersuchung
e = Basis der natürlichen Logarithmen
t = Zeit der Untersuchung
α = Auslaufkoeffizient

Im Auslaufkoeffizienten α sind alle Faktoren enthalten, von denen das Entleeren eines Aquifers abhängt. Die Gültigkeit dieser Formel wird durch die Trockenwetterauslauflinie der Grundwasserstände bestätigt (u. a. TISON, 1965; HOFFMANN, 1973).

Im Modell wird zunächst nach Ablauf der Antwortzeit (AWZ) der infiltrierende Niederschlag eines Monats entsprechend der Infiltrationsverteilung aufsummiert. Dies führt zu einem Grundwasseranstieg, der sich nach dem nutzbaren Porenvolumen (POVN) richtet. Von diesem Anstieg wird dann die Grundwasserstandsänderung abgezogen, die durch den Grundwasserabfluß eines Monats hervorgerufen wird. Da das Auslaufen des Aquifers nach einer Exponentialfunktion erfolgt, hat ein hoher Grundwasserstand einen größeren monatlichen Abfluß zur Folge als ein niedriger Grundwasserstand. Zur Berechnung des Anfangswertes einer Simulation der Grundwasserstände und der jeweiligen Grundwasserstandsänderungen ist der Parameter AMPL notwendig. Dieser Parameter ist der Schätzwert für den Schwankungsbereich des zu simulierenden Aquifers.

Die Modellparameter für die gesättigte Bodenzone lauten:

ALPHA = Auslaufkoeffizient in 1/Monat
AMPL = Schwankungsbereich des Grundwasserstandes für den zu simulierenden Aquifer in cm
AWZ = Antwortzeit des Niederschlages auf den Grundwasserstand in Monaten
POVN = nutzbares Porenvolumen im Schwankungsbereich des Grundwasserstandes in %

4.3 Anwendbarkeit des Modells

Ein Modell ist um so besser anzuwenden, je weniger Beschränkungen es unterliegt. Zur Simulation von Grundwasserstandsdaten ist es daher notwendig, daß örtliche

Besonderheiten eines Untersuchungsgebietes berücksichtigt werden. Speziell bei den Verhältnissen im Stadtgebiet von Berlin muß den Auswirkungen der anthropogenen Eingriffe im Modell Rechnung getragen werden. Je stärker sich die Auswirkung von künstlichen Grundwasserabsenkungen bemerkbar macht, um so eher versagt das Modell. Auch die Auswirkungen der Bebauung, die im Extremfall zu einer völligen Versiegelung der Bodenoberfläche führt, lassen sich nur bedingt wiedergeben.

Die Grenzen des Modells werden auch durch seine Struktur bestimmt. Da nicht alle Beeinflussungsfaktoren in die Berechnung eingehen, wird die Anwendbarkeit durch die Anzahl und die Wahl der Variablen und der Modellparameter eingeschränkt. Dies führt zu einer Betrachtung der Fehleranfälligkeit und zur Optimierung der Modellparameter. Im allgemeinen wird es nicht möglich sein, mit dem Modell gleich im ersten Ansatz eine brauchbare simulierte Ganglinie zu erstellen.

4.3.1 Auswirkungen der anthropogenen Eingriffe auf das Modell

Das Ausmaß von Grundwasserabsenkungen oder Grundwasserentnahmen läßt sich an Hand der Zeitreihenanalyse abschätzen. So weist ein starker negativer Trend auf die Überbelastung eines Aquifers hin. Da sich im Modell der Grundwasserabfluß allein nach dem Grundwasserstand richtet, lassen sich Änderungen im Potentialgefälle nicht erfassen. Dies trifft vor allem für Grundwasserstände in der Nähe einer Entnahmestelle zu, da hier Grundwasserstandsänderungen verstärkt von der Förderrate abhängig sind.

Ein starker Trend hat außerdem zur Folge, daß sich der Schwankungsbereich der Grundwasserstände im Laufe der Jahre erheblich verändern kann. Als Ursache dafür kom-

men Inhomogenitäten des Aquifers in Betracht. Das Absinken der Grundwasserstände hat einen Wandel in der Charakteristik einer Grundwasserschwankung zur Folge, wenn sich beispielsweise der Grundwasserstand zunächst in einer Grobsandschicht bewegt, um dann nach Jahren in ein Niveau mit stark schluffhaltigen Feinsand abzusinken. Im Modell kann eine solche Änderung des nutzbaren Porenvolumens nicht berücksichtigt werden.

Mit zunehmender Bebauung erhöht sich der Oberflächenabfluß und es kommt zu einer Verringerung der Infiltration des Niederschlags in den Untergrund. Handelt es sich um große versiegelte Flächen, so wird auf Grund des Potentialgefälles mehr Grundwasser aus Nachbargebieten seitlich zuströmen. Die Grundwasserganglinien einer solchen versiegelten Fläche sind demnach von dem Wasserhaushalt ihrer Nachbargebiete abhängig. Im beschriebenen Modell läßt sich eine völlige Versiegelung durch die Bebauung nicht berücksichtigen. Ein horizontaler Zustrom, der größer ist als die vertikale Grundwassererneuerung, kann modellmäßig nicht erfaßt werden. Betrachtet man die Dichte der Bebauung in Berlin, so ist festzustellen, daß es nur wenige Gebiete gibt, in denen keine Grundwassererneuerung durch Niederschläge erfolgen kann.

4.3.2 Empfindlichkeit der Modellparameter und ihre Optimierung

Als Eingabedaten für das Modell sind 3 Variable (Niederschlag, Temperatur, Dampfdruck) und 9 Modellparameter notwendig. Vereinfacht läßt sich sagen, daß die Anzahl der Variablen indirekt die Anzahl der Modellparameter festlegt. Je weniger Variable von Naturmessungen benutzt werden, um so mehr Modellparameter sind notwendig, die den hydrologischen Vorgang mathematisch be-

Modell-parameter	Bedeutung bzw. Aufgabe der Parameter	Einheit	siehe Fußnote *	Anwendungs-bereich	Abschätzung vor der Simulation durch:
ALPHA	Auslaufkoeffizient	$Monate^{-1}$	R	0.01 - 0.3	Berechnung d. Auslaufkoeff. bei gemess. Ganglinien
AMPL	Schwankungsbereich d. Grundwasserstandes	cm	R	10.0-150.0	gemessene Grundwasserganglinie
AWZ	Antwortzeit d. GW-Standes auf d. Niederschlag	Monate	I	1-6	Ergebnisse der Zeitreihenanalyse
BOF	max. ausschöpfbare Bodenfeuchte	mm	R	0.0-100.0	Lysimetermess. bei ähnlichen Boden- u. Vegetationsbeding.
CNL	Konstante zur Veränderung d. Niederschl.	-	R	1.0	Standort d. Niederschlagsmeßstelle
CVP	Konstante zur Veränderung d. Evapotranspiration	-	R	1.0	Standort d. Meßstelle der Klimadaten
NG	Konstante zur Berechnung d. Infiltrationsverteilung	Monate	I	2-10	Vergleich d. Grundwasserganglinien mit den jeweiligen Bohrprofilen
QAS	Schwellenwert für den Oberflächenabfluß	mm	R	0.0-100.0	Bodenbedeckung, Bodenart
POVN	nutzbares Porenvolumen im Schwankungsbereich	%	R	10.0-25.0	Bohrprofil, Literatur

* Art der Zuweisung im Simulationsprogramm: I = Integerzahl, R = Realzahl

Tab. 4: Liste der Modellparameter, ihre Bedeutung und ihr Anwendungsbereich

schreiben sollen. Mit zunehmender Anzahl der Variablen lassen sich die Naturvorgänge bei der Simulation besser beschreiben. Dies hat jedoch zur Folge, daß man notwendigerweise mit Tagesdaten arbeitet. Die Vorgänge in der ungesättigten Bodenzone sind deshalb durch Monatsdaten nur ungenügend darzustellen. Der Umfang der Eingabedaten und der Rechen- und Arbeitsaufwand werden dadurch wesentlich erweitert. Man muß also abwägen, inwieweit bessere Ergebnisse ein komplizierteres Modell rechtfertigen.

In Tabelle 4 sind die verwendeten Modellparameter aufgeführt. Auf einige dieser Parameter reagiert das Modell sehr empfindlich. Ihr Wert läßt sich vor der Simulation nur abschätzen. Erst auf Grund der ersten Simulationsergebnisse lassen sich die Parameter so verändern, daß die Lösung ein Optimum erwarten läßt. Die Schwierigkeit dabei ist, daß das Modellsystem im Gleichgewicht bleiben muß. Über einen längeren Zeitraum soll aus Kontinuitätsbedingungen der Input (infiltrierender Niederschlag) dem Output (Grundwasserabfluß) entsprechen. Dies stellt das eigentliche Problem bei der Simulation dar, denn dadurch sind alle Parameter mehr oder weniger voneinander abhängig.

Da der Auslaufkoeffizient ALPHA allein für den Grundwasserabfluß verantwortlich ist, ist er auch der empfindlichste Parameter des Modells. Näherungsweise läßt sich sein Wert vor der Simulation an Hand von gemessenen Grundwasserganglinien berechnen. Ein hoher Auslaufkoeffizient ALPHA (beispielsweise: 0,3) hat einen großen Grundwasserabfluß zur Folge, ein kleiner Wert (etwa: 0,01) führt zu einem geringen unterirdischen Abfluß.

Die Menge des infiltrierenden Niederschlages wird zum einen von der Evapotranspiration und zum anderen vom oberirdischen Abfluß bestimmt. Beide Größen sind im Mo-

dell wiederum von der ausschöpfbaren Bodenfeuchte BOA abhängig. Für ein unbebautes Gebiet läßt sich die ausschöpfbare Bodenfeuchte auf Grund von Lysimetermessungen eingrenzen. Mit zunehmender Bebauung wird es jedoch schwierig, einen Gebietswert zu ermitteln, der den Bedingungen der Austauschzone Rechnung trägt.

Der oberirdische Abfluß und der infiltrierende Niederschlag wird daneben vom Parameter OAS gekennzeichnet. Dieser Parameter stellt für den Niederschlag die obere Grenze dar, der während eines Monats in den Untergrund infiltrieren kann. Der Wert von OAS ist nicht allein vom Aufbau der Austauschzone abhängig, sondern er wird zusätzlich von den klimatischen Bedingungen (u. a. mittlere Niederschlagsdauer, mittlere Niederschlagsintensität) beeinflußt. Bei der Abschätzung des Parameters OAS lassen sich die klimatischen Faktoren nicht berücksichtigen. Die Größenordnung kann daher nur an Hand des Bohrprofils in etwa bestimmt werden.

Der Verlauf einer Grundwasserganglinie wird stark von der Dämpfung des Infiltrationsvorgangs geprägt. Durch den Parameter MS wird der Flurabstand und der lithologische Aufbau der Sickerstrecke berücksichtigt, die für das Fortschreiten der Feuchtefront und die Verteilung der Feuchte in der Bodenzone 2 verantwortlich sind. Dieser Parameter bestimmt die Art der Zugabe durch den infiltrierenden Niederschlagsanteil. Seine Auswirkung läßt sich vor der Simulation nur schwer abschätzen, so daß er erst während mehrerer Simulationsschritte genauer festgelegt wird.

Von den beschriebenen Parametern ALPHA, BOA, OAS und MS sind die Ergebnisse der Modellrechnung im besonderen Maße abhängig. Die übrigen 5 Parameter spielen bei der Modellierung nur eine untergeordnete Rolle. Ihre Größe läßt sich bis auf das nutzbare Porenvolumen POVN vor der Simulation berechnen. Das nutzbare Porenvolumen POVN ist

jedoch für die Modellergebnisse nicht entscheidend, weil es nur eine Art Maßstabsfaktor für die Grundwasserstandsänderung darstellt.

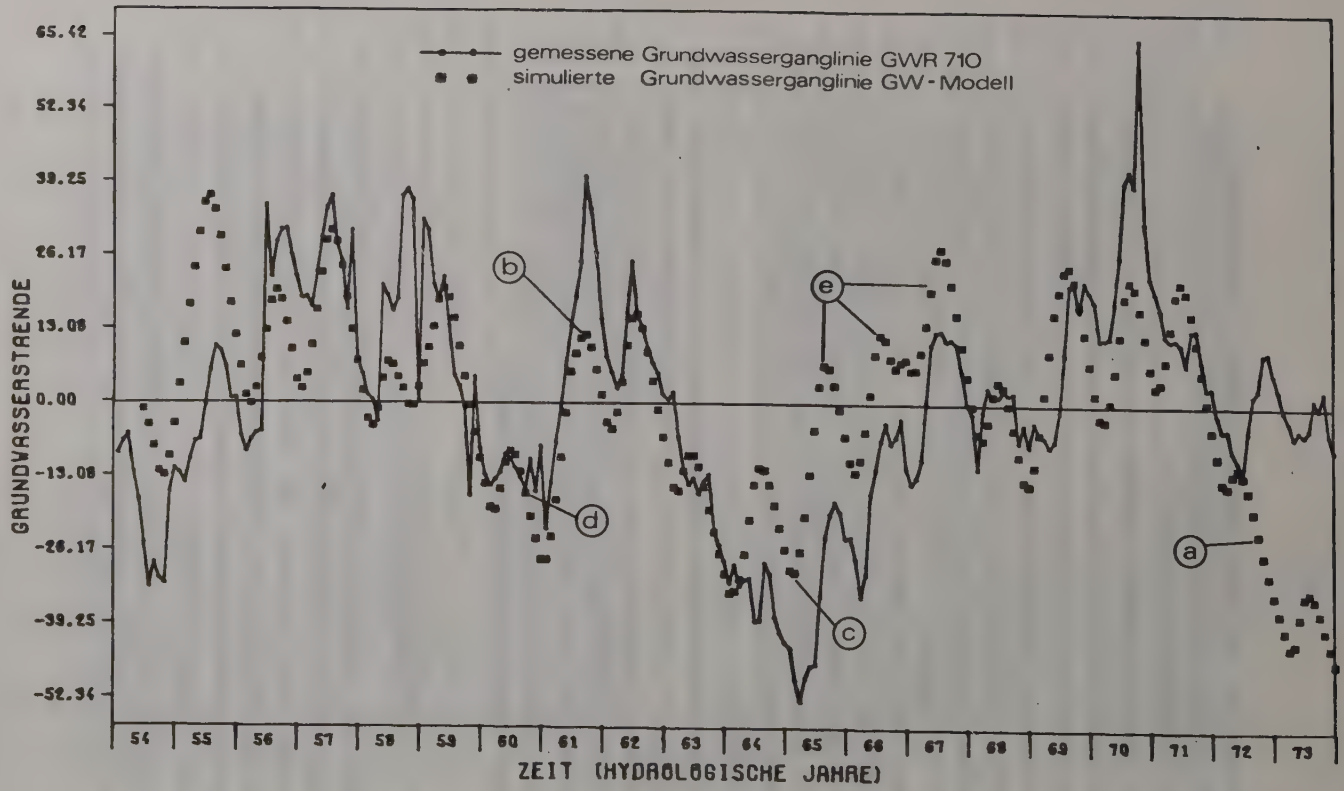
Wie bereits erwähnt, bekommt man bei einer ersten Simulation noch nicht die Ergebnisse, die einer gemessenen Ganglinie entsprechen. Mit der vorsichtigen Veränderung der Modellparameter sind erst nach mehreren Ansätzen wirklich brauchbare simulierte Grundwasserganglinien zu ermitteln. Die Optimierung der Modellparameter ist unter Umständen sehr zeitaufwendig. Rechenaufwand läßt sich sparen, wenn man sich vor der eigentlichen Simulation durch systematisches Testen des Modells über die Empfindlichkeit der Parameter klar wird. Dies ist auch deshalb von Bedeutung, weil man so vielleicht doppeldeutige Lösungsmöglichkeiten bei der Simulation aufspürt.

Neben der empirischen Optimierung der Modellparameter besteht die Möglichkeit, an Hand einer gemessenen Ganglinie ein mathematisches Optimierungsverfahren zu benutzen (GRÜNEWALD, 1971). Durch den relativ einfachen Aufbau des hier verwendeten Modells und die physikalische Begründbarkeit der einzelnen Parameter läßt sich aber dieser Arbeitsaufwand umgehen.

4.4 Ergebnisse der Simulation

Ziel der Simulation von Grundwasserstandsdaten ist es, quantitative Aussagen über die Größen des Grundwasserhaushalts zu bekommen. Mit Hilfe der Variablen und Modellparameter lassen sich potentielle und aktuelle Evapotranspiration, Oberflächenabfluß und versickernder Niederschlag bestimmen.

Ausgangspunkt einer Simulation ist eine gemessene Grundwasserganglinie, die repräsentativ für das Untersuchungs-


gemessene Grundwasserganglinie GWR 710
simulierte Grundwasserganglinie GW-Modell
GRUNDWASSERSTAENDE
65.42
52.34
39.25
26.17
13.08
0.00
-13.08
-26.17
-39.25
-52.34
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
ZEIT (HYDROLOGISCHE JAHRE)
a
b
c
d
e

gebiet ist. Der Verlauf dieser Ganglinie soll dann möglichst gut durch das Modell nachvollzogen werden. Die Größe der einzelnen Modellparameter läßt sich vor der Simulation auf Grund der geologischen, klimatischen und geographischen Bedingungen festlegen. Wie bereits gesagt, ist im ersten Ansatz für die Simulation keine optimale Lösung zu finden.

In Abb. 23 ist das Ergebnis der Simulation nach mehreren Optimierungsschritten dargestellt. Aufgetragen sind nur die Abweichungen vom mittleren Grundwasserstand in cm. Die gemessene Ganglinie ist von ihrem Trend befreit, so daß der Mittelwert gleich null ist. In den aufgetragenen Daten der simulierten Ganglinie ist ein leichter negativer Trend vorhanden, der durch das Absinken der simulierten Daten in den Jahren 1972/73 verursacht wird (Abb. 23: Hinweis a).

Ein Vergleich der gemessenen und simulierten Grundwasserganglinie zeigt, daß die Änderungen des Grundwasserstandes über Jahre hinweg ähnlich wiedergegeben werden. Abweichungen der Modellwerte von den Meßwerten treten vor allem bei Naß- bzw. Trockenjahren auf. So erreicht der Anstieg der simulierten Daten 1961 nicht die Höhe der tatsächlich gemessenen Grundwasserstandsänderung (Abb. 23: Hinweis b). Umgekehrt verhält es sich in einem Trockenjahr wie 1964 (Hinweis c). Der Grund dafür ist vor allem darin zu suchen, daß monatliche Mittelwerte die Vorgänge der Austauschzone nur sehr ungenügend erfassen. So läßt sich der Gang der Bodenfeuchte, von der die Grundwasserneubildung stark beeinflußt wird, durch Monatswerte nur näherungsweise wiedergeben. Kurzzeitige Grundwasserstandsänderungen innerhalb eines Jahres lassen sich daher durch das Modell nicht nachvollziehen. Ein dreimaliger Anstieg des Grundwassers, wie im Jahre 1960, erscheint nur als ein geglätteter Anstieg (Abb. 23: Hinweis d).

Die Auswirkung der schlechten Wiedergabe von Trockenjahren wird in den Jahren 1965 - 1967 deutlich (Hinweis e). Zunächst vermutet man eine schlechte Übereinstimmung zwischen Modell- und Meßwerten. Der jeweilige absolute Anstieg und der Zeitpunkt wird jedoch gut erfaßt, so daß die Abweichung ihre Ursache im Trockenjahr 1964 hat.

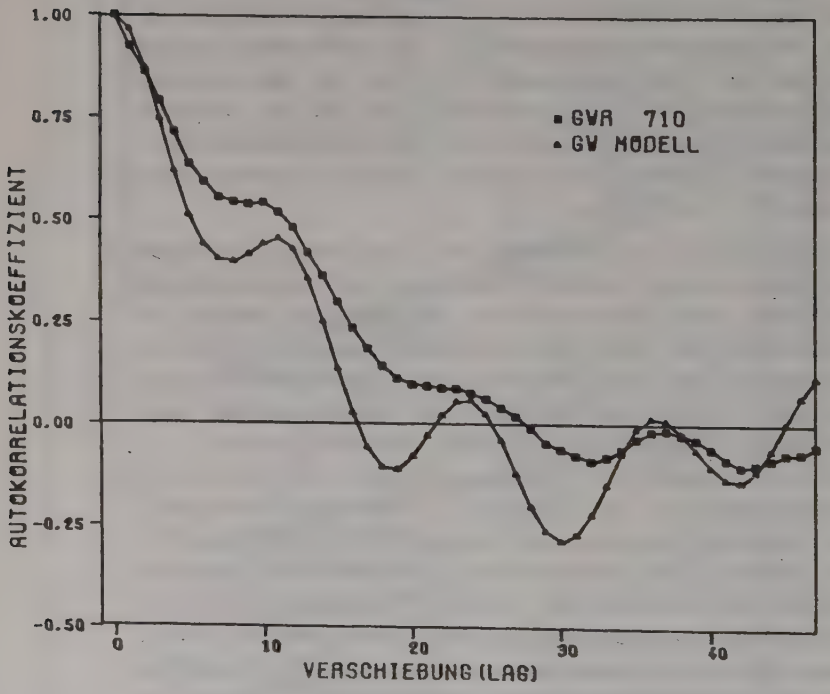


Abb. 24: Autokorrelationskoeffizienten der simulierten und der gemessenen Grundwasserganglinie von Abb. 23

Hydrologisches Jahr	Gemessener Niederschlag NG = NE	Potentielle Evapotransp. EPE	Aktuelle Evapotransp. EPA	Oberflächen Abfluß OAB	Versickern. Niederschlag NV
1954	711,7	527,5	420,2	183,4	72,1
1955	553,7	521,2	403,8	86,1	76,6
1956	706,9	521,6	467,6	135,8	89,7
1957	542,3	560,5	404,4	68,9	77,5
1958	675,1	486,6	486,6	79,7	100,1
1959	498,1	710,3	464,7	30,7	38,6
1960	533,0	547,0	362,8	76,8	57,4
1961	696,7	573,4	484,4	157,5	94,8
1962	595,9	492,1	413,8	100,4	76,4
1963	410,8	652,6	374,7	13,9	33,8
1964	583,6	629,7	474,8	21,3	64,9
1965	597,7	526,8	463,5	62,3	94,0
1966	751,4	543,7	497,0	112,9	100,1
1967	643,3	574,9	476,7	121,2	76,8
1968	598,1	593,9	411,6	87,9	76,6
1969	557,5	566,0	426,1	87,0	84,4
1970	651,0	526,7	396,3	123,5	91,2
1971	438,5	627,8	369,7	47,1	61,6
1972	516,5	530,6	477,7	11,6	26,4
1973	492,9	589,0	433,9	2,7	32,0
Mittel-Wert	587,7 mm	565,1 mm	435,5 mm	80,5 mm	71,1 mm
Anteil	100,0 %	96,2 %	74,1 %	13,7 %	12,1 %

Tab. 5: Ergebnisse der Wasserbilanz auf Grund der Modellparameter für die simulierte Grundwasserganglinie in Abb. 23

Die Bewertung der Modellergebnisse ist durch einen subjektiven Vergleich der simulierten und gemessenen Ganglinie allein nicht möglich. Mit Hilfe der Autokorrelation soll daher untersucht werden, wie weit das Modellergebnis den natürlichen charakteristischen Verlauf wiedergibt (Kap. 3.2.2). Abb. 24 zeigt die Autokorrelationsfunktionen der gemessenen und der simulierten Grundwasserganglinien. Zwei Merkmale sind sofort ersichtlich: Zum einen werden die simulierten Daten schneller voneinander unabhängig als in der gemessenen Ganglinie, zum anderen ist der Jahresgang der simulierten Daten zu stark ausgeprägt. Die gemeinsame Ursache dafür ist in einem zu hohen Input (versickernder Niederschlag) und in einem zu hohen Output (Grundwasserabfluß) zu suchen. Das bedeutet, daß die Modellergebnisse die natürlichen Verhältnisse noch nicht richtig abbilden.

In Tabelle 5 sind die Modellergebnisse aus Abb. 23 in Bezug auf die Wasserbilanzierung der hydrologischen Jahre 1954 - 1973 aufgeschlüsselt. Die Jahreswerte wurden durch das Ausdrucken der Monatswerte von Niederschlag, potentieller und aktueller Evapotranspiration, Oberflächenabfluß und versickerndem Niederschlag während der Modellrechnung gewonnen (siehe Programm im Anhang).

Im Mittel gelangen für die simulierte Ganglinie 12,1 % des Niederschlags zum Grundwasser. Nach der Autokorrelationsfunktion ist für die natürliche Ganglinie jedoch mit einem Wert unter 10 % zu rechnen. Aus der Gegenüberstellung der einzelnen Wasserhaushaltsgrößen wird ersichtlich, wie unterschiedlich in einzelnen Jahren das Verhältnis von Niederschlag zu aktueller Evapotranspiration, Oberflächenabfluß und versickerndem Niederschlag ist.

Einen bedeutenden Anteil an diesen Unterschieden hat die Bodenfeuchte. Sie ist auch der Grund dafür, daß in einzelnen Jahren die Wasserbilanz nicht ausgeglichen

ist. Auch bei den Mittelwerten ergibt die Summe aus aktueller Evapotranspiration, Oberflächenabfluß und versickerndem Niederschlag nicht genau den Niederschlag des Inputs. Dies ist der Fall, wenn die Bodenfeuchte zu Beginn der Modellrechnung nicht dem Wert am Ende der Simulation entspricht.

Nach Abb. 23 ist der Verlauf der gemessenen Ganglinie nicht ausgeglichen. Es treten, beispielsweise 1959, Sprünge in den Grundwasserständen auf. Die Ursache dafür liegt entweder in Meßfehlern oder in der unbefriedigenden Wahl der Meßtermine (Monatsmittel aus nur zwei Meßwerten). Die Ganglinie der Meßstelle GWR 710 beinhaltet daher sicher nicht alle Informationen, die eine tatsächliche mittlere Ganglinie der Umgebung bieten würde.

Es ist daher sinnvoll, zur Simulation eine repräsentative Ganglinie aus mehreren Ganglinien des Untersuchungsgebietes zu ermitteln. Dies ist jedoch nur möglich, wenn die dazu herangezogenen Ganglinien ein gleichartiges Verhalten zeigen. Nach den Korrelogrammen in Abb. 12 und Abb. 14 lassen die Autokorrelationsfunktionen der Meßstellen GWR 710 und GWR 718 auf ähnliche Bedingungen für die Grundwasserneubildung schließen. Nach der Übersichtskarte (Anlage 1) liegen beide Meßstellen dicht beieinander. Die Meßstellen GWR 720 und GWR 728, nicht weit entfernt, verhalten sich dagegen andersartig (Abb. 12). Nach den Bohrprofilen (Anlage 2) müßten die Bedingungen zur Grundwasserneubildung jedoch für alle 4 Meßstellen gleich sein. Die höhere Grundwassererneuerung der Meßstellen GWR 718 und GWR 710 wird sicher durch den Buschgraben (siehe Anlage 1) verursacht.

Zieht man zu der Deutung der Modellergebnisse für die Umgebung der Meßstelle GWR 710 den Wert der Modellparameter hinzu, so sind über die Wasserbilanzierung hinaus konkrete Aussagen über das Zustandekommen der einzelnen

MODELLPARAMETER	MODELLWERT Abb. 23	MODELLWERT Abb. 25	MODELLWERT Abb. 26	EINHEIT
ALPHA	0,05	0,07	0,05	$Monat^{-1}$
AMPL	100,0	100,0	100,0	cm
ANZ	6	6	6	Monate
BOA	40,0	40,0	50,0	mm
CNE	1,0	1,0	1,0	-
CEP	1,0	1,0	1,0	-
MS	6	4	4	Monate
OAS	16,0	20,0	10,0	mm
POVN	13,0	10,0	12,0	%

Tab. 6: Werte der Modellparameter zur Simulation der Grundwasserganglinien in Abb. 23, 25, 26

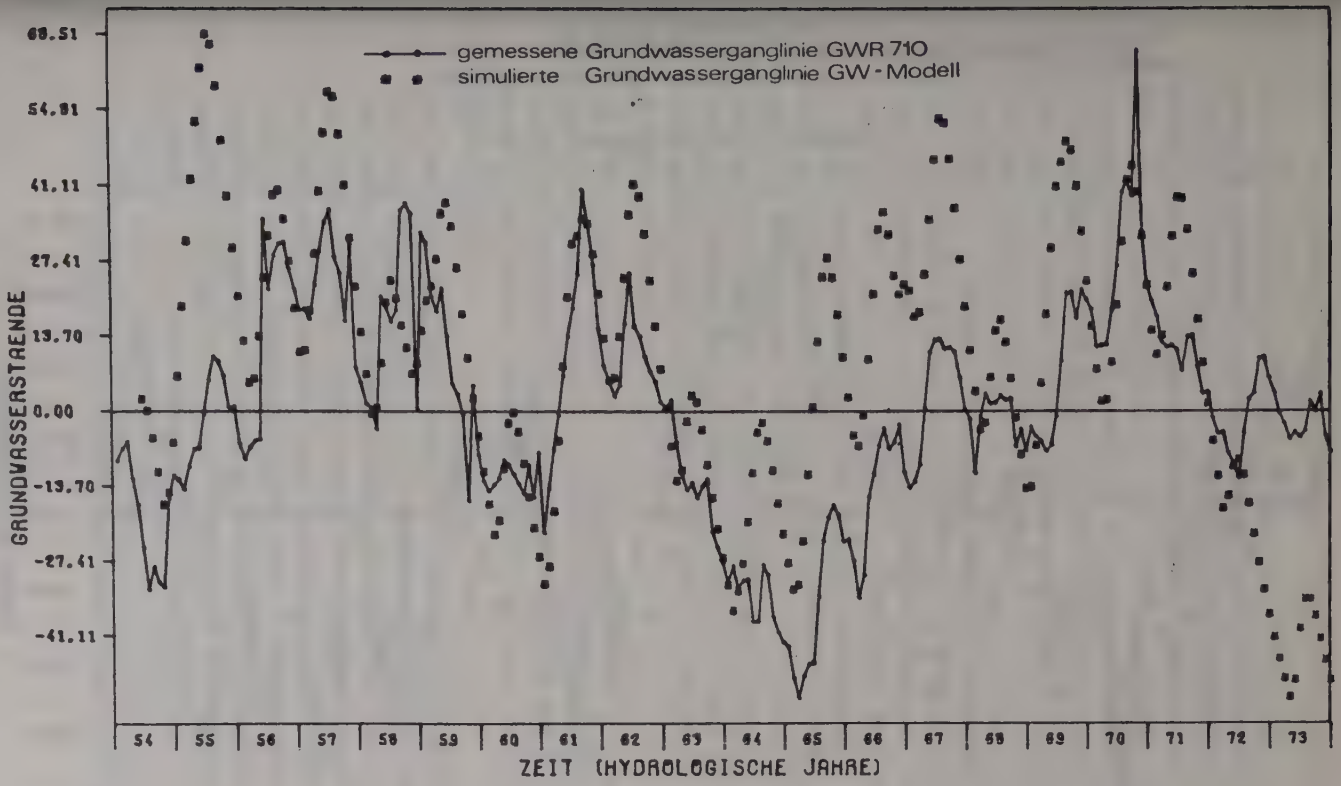


Abb. 25: Zwischenergebnis zur Simulation der Grundwasserganglinie GWR 710 (zu hoher versickernder Niederschlagsanteil)

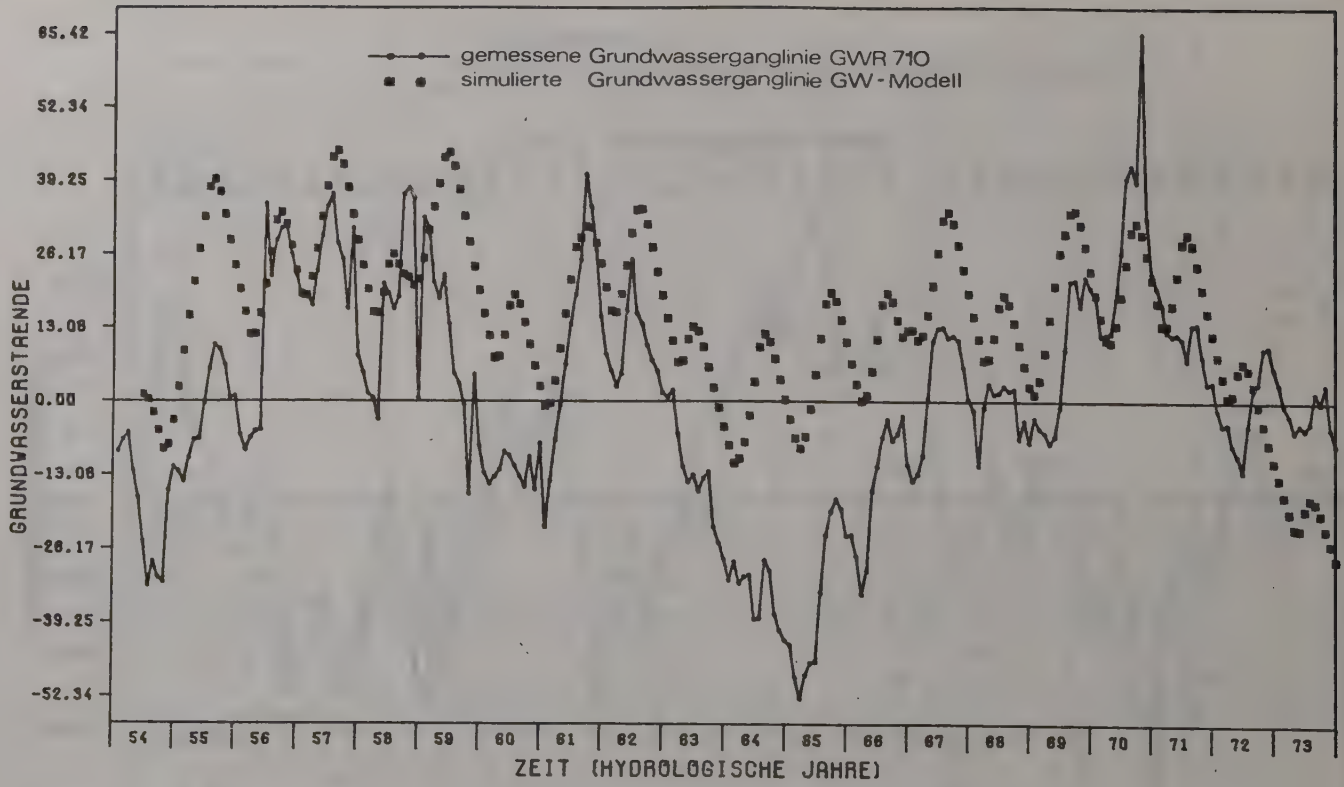


Abb. 26: Zwischenergebnis zur Simulation der Grundwasserganglinie GWR 710 (zu geringer versickernder Niederschlagsanteil)

Wasserhaushaltsgrößen möglich. In Tabelle 6 ist der Wert der einzelnen Parameter aufgelistet, die zu dem Modellergebnis von Abb. 23 führen. Einige Parameter treffen sehr gut die tatsächlichen Verhältnisse. So gibt die Antwortzeit AWZ = 6, wie sie nach der Frequenzanalyse (Abb. 17) ermittelt wurde, den Zeitpunkt des Jahreszyklus gut wieder. Im Modell wird die Auswirkung des Frostes auf die Grundwasserneubildung und die Antwortzeit nicht berücksichtigt.

Aus Tabelle 6 sollen allein die Parameter BOA und POVN kurz diskutiert werden. Die ausschöpfbare Bodenfeuchte BOA = 40 entspricht sicher nicht den tatsächlichen Verhältnissen. In diesem Wert soll jedoch auch der geringeren Speicherung durch die lockere Bebauung des Untersuchungsgebietes Rechnung getragen werden. Das nutzbare Porenvolumen beträgt im Modell 13 %. Nach dem Bohrprofil (Anlage 2) erscheint dieser Wert gerechtfertigt (Feinsand, mittelsandig, schluffig). Eine genauere Größe läßt sich jedoch nur an Hand ungestörter Bodenproben ermitteln.

Um die Auswirkung einzelner Optimierungsschritte zu verdeutlichen, sind in Abb. 25 und 26 zwei andere Ergebnisse zur Simulation der Grundwasserganglinie GWR 710 dargestellt, die im Gegensatz zu Abb. 23 keine so guten Werte erbringen.

Ein Vergleich der gemessenen mit der simulierten Ganglinie in Abb. 25 zeigt, daß die Amplitude der simulierten jährlichen Grundwasserstandsschwankung zu hoch ist. Der Grund dafür ist ein zu hoher versickernder Niederschlagsanteil und ein zu hoher Grundwasserabfluß im Modell. Dies wird durch die Bilanzierung des Grundwasserhaushalts bestätigt. Danach gelangen für die simulierte Ganglinie im Gegensatz zu den Ergebnissen aus Tabelle 5 im Mittel 14,7 % des Niederschlags zum Grundwasser.

In Abb. 26 dagegen ist eine simulierte Ganglinie aufgelistet, für die der infiltrierende Niederschlag 7,8 % des Gesamtniederschlags beträgt. In Tabelle 6 sind die Werte der Modellparameter aufgelistet, die zu den Ergebnissen von Abb. 25 und 26 führten.

Vergleicht man die simulierten Ganglinien von Abb. 23, 25 und 26, so wird deutlich, wie empfindlich die Simulation auf die einzelnen Modellparameter reagiert. Außerdem erkennt man, daß sich an Hand weniger Optimierungsschritte schon die Größenordnung des versickernden Niederschlaganteils eines Untersuchungsgebietes bestimmen läßt.

Alle drei Simulationsergebnisse wurden für eine Ganglinie (GWR 710) erstellt, die durch eine Geschiebemergelüberdeckung geprägt ist. Sicher lassen sich die Wasserbilanzwerte dieser Meßstelle nicht generell auf alle mit Geschiebemergel abgedeckten Grundwasserganglinien in Berlin übertragen. Man kann jedoch an Hand der Autokorrelationsfunktionen abschätzen, ob der versickernde Niederschlagsanteil das Ergebnis der Wasserbilanzierung von Tabelle 5 (für Abb. 23) über- oder unterschreitet. Wie bereits gesagt, lassen die Korrelogramme (Abb. 12, 14) den Schluß zu, daß die Geschiebemergelschicht höchstens 10 % des Gesamtniederschlags zum Grundwasser gelangen läßt. Bessere Angaben lassen sich machen, wenn man die Simulation auch für andere Ganglinien durchführt, die ebenfalls von Geschiebemergel abgedeckt sind.

In Berlin sind auch wesentlich bessere Bedingungen zur Grundwasserneubildung durch den Niederschlag vorhanden. So wurde versucht, für die Meßstelle GWR 1614 im Grunewald eine Ganglinie zu simulieren. Dabei stellte sich aber heraus, daß allein e i n e Ganglinie für ein Untersuchungsgebiet nicht repräsentativ genug ist und daß ein starker Trend die Simulation erschwert. Eine vorläufige Wasserbilanzierung erbrachte nach mehreren Optimie-

rungsschritten, daß etwa 23 % des Gesamtniederschlags zur Grundwasserneubildung zur Verfügung stehen.

5. ZUSAMMENFASSUNG

Die vorliegende Arbeit soll einen Beitrag zur Erforschung der Grundwasserneubildung in porösen Grundwasserleitern liefern. An Hand der Berliner Verhältnisse werden zwei Methoden vorgestellt, welche die Grundwasserergänzung über die Auswertung von Grundwasserstandsschwankungen berechnen.

Das erste Verfahren benutzt die Zeitreihenanalyse zur Untersuchung der Grundwasserganglinien. Beim zweiten Verfahren wird der Ablauf der Grundwasserneubildung durch ein mathematisches Modell nachvollzogen, so daß Grundwasserganglinien simuliert werden können.

Ausgangspunkt der Zeitreihenanalyse ist die Berechnung von Mittelwert, Standardabweichung und linearem Trend. Für Grundwasserganglinien werden dadurch erste Aussagen über die Art der Grundwasserstandsschwankungen und über die Belastung eines Aquifers möglich. Bei allen untersuchten Grundwasserganglinien (im Rahmen der Arbeit wurden 24 Ganglinien analysiert) wurde ein mehr oder weniger starker Trend festgestellt. Er ist Ausdruck für die Überbelastung der Berliner Grundwasserverhältnisse.

Wesentlich erweitert werden die Erkenntnisse durch die Berechnung der Autokorrelationsfunktion. Bei Grundwasserspiegelschwankungen gibt die Autokorrelation Auskunft über den zeitlichen Ablauf der mittleren Grundwasserneubildung. Dabei läßt sich mit Hilfe von Bohrprofilen, Klimawerten und topographischen Karten die Abhängigkeit der Grundwasserneubildung von geologischen, klimatischen und geographischen Faktoren abschätzen.

So zeigte es sich, daß die geologischen Verhältnisse in Berlin die Grundwasserneubildung stark beeinflussen. An Hand der Autokorrelationsfunktion wurde ermittelt, daß bei einer Geschiebemergelüberdeckung die Grundwasserstandsdaten erst nach mehr als 40 Monaten voneinander unabhängig werden. Bessere Infiltrationsbedingungen lassen die Meßdaten schon nach 30 Monaten unabhängig werden. Dies bedeutet, daß beispielsweise ein niedriger Grundwasserstand sich noch auf 30 folgende Monate auswirken kann.

Deutlicher wird dies durch die Spektralanalyse, welche die Grundwasserstandsdaten auf vorhandene Perioden untersucht. Dabei ist interessant, wie weit die Daten einem Jahres- und einem Halbjahreszyklus unterliegen. Untersucht man außerdem die Meßwerte der Niederschläge, so läßt sich die Abhängigkeit des Grundwasserstands vom Niederschlag klären.

Dann können drei wichtige Fragen beantwortet werden: Wie groß ist die Amplitude von Perioden in den Grundwasserständen, in welchem Verhältnis steht die Grundwasserneubildung im Winter zu der weit geringeren Ergänzung im Sommer und wie groß ist die Antwortzeit des Grundwasserstandes auf den Niederschlag?

Bei den untersuchten Ganglinien war teilweise ein Jahresgang nicht mehr nachweisbar, was auf sehr schlechte Infiltrationsbedingungen für den Niederschlag schließen läßt. Die größte Amplitude des mittleren Jahresganges betrug 23 cm (unbebautes Waldgebiet, Feinsand). Bei den Ganglinien mit Geschiebemergelabdeckung wurde für den Jahresgang der Grundwasserstände ein Höchstwert von 5,8 cm ermittelt. Nur bei guten Infiltrationsbedingungen ließ sich ein geringer Halbjahresgang in den Grundwasserständen nachweisen. Dies ist auf eine Grundwasserneubildung im Sommer zurückzuführen. Für die Antwortzeiten

wurden Werte zwischen 3 und 6 Monaten ermittelt. Die Berechnung der Antwortzeit war jedoch nur dort möglich, wo sich aus den Grundwasserganglinien ein Jahresgang feststellen ließ.

Um über die qualitativen Aussagen hinaus die Grundwasserneubildung quantitativ zu bestimmen, wurde ein Simulationsmodell entwickelt. Dieses mathematische Modell ist ein deterministisches Modell, bei dem der Ablauf der Grundwasserneubildung vom Niederschlagsereignis über den Infiltrationsvorgang bis zur Grundwasserstandsänderung nachvollzogen wird. Entsprechend dem Aufbau und den Eigenschaften der Sickerstrecke gliedert sich das Modell in eine Austauschzone (Bodenzone 1), eine ungesättigte Bodenzone (Bodenzone 2) und eine gesättigte Bodenzone (Bodenzone 3).

Als Eingabedaten für das Modell sind die Meßreihen von 3 Variablen und der Wert von 9 Parametern notwendig. Die Variablen sind die Monatswerte der Niederschlagssumme, der mittleren Lufttemperatur und des mittleren Dampfdrucks der Luft. Die Daten müssen den Zeitraum umfassen, für den eine Ganglinie simuliert werden soll. Die 9 Modellparameter sind feste Werte, die während der Simulationsrechnung nicht verändert werden. Sie beschreiben den eigentlichen Ablauf der Grundwasserneubildung und bestimmen, welcher Niederschlagsanteil zum Grundwasser gelangt und zu welcher Grundwasserstandsänderung er führt.

Das Modell kann die einzelnen Schritte während des Simulationsvorgangs wiedergeben. So läßt sich der Ablauf der monatlichen Wasserbilanzierung von der Niederschlagssumme über die potentielle und aktuelle Evapotranspiration und den Oberflächenabfluß bis zum versickernden Niederschlagsanteil verfolgen.

Zur Simulation wurde eine Grundwasserganglinie herangezogen, deren Verlauf mehrere andere gemessene Ganglinien

bestätigen. Die Meßstelle der Ganglinie befindet sich im Süden von Berlin. Nach dem Bohrprofil wird sie durch eine Geschiebemergelüberdeckung charakterisiert. Diese Geschiebemergelschicht beeinflußt den dort versickernden Niederschlagsanteil im besonderen Maße.

Die Ergebnisse der Simulation bestätigten dies. Bei annähernd gleichem Verhalten von gemessener und simulierter Grundwasserstandsganglinie versickerten beim Modell im Mittel 12,8 % des Jahresniederschlags. Mit der Autokorrelation als Testfunktion lag die tatsächliche Grundwasserneubildung bei ungefähr 10 % des Niederschlags.

Dieses Simulationsergebnis entstand erst nach mehreren Optimierungsschritten. Um die Empfindlichkeit des Modells und seiner Modellparameter zu verdeutlichen, wurden zwei Zwischenergebnisse dargestellt. Man könnte nun weitere Ganglinien simulieren und damit nicht nur die Anwendbarkeit des Modells testen, sondern auch dessen Ergebnisse schrittweise verbessern. Doch schon die im Rahmen dieser Arbeit ermittelten Werte ermöglichen für Teilgebiete in Berlin (West) eine Wasserbilanzierung, die über Schätzwerte hinausgeht.

6. LITERATUR

ASSMANN, P., 1957: Der geologische Aufbau der Gegend von Berlin.- 142 S., Berlin (Senator Bau- u. Wohnungswesen)

AUTORENKOLLEKTIV, 1971: Stochastische Verfahren.- Theoretische Hydrologie, 1, 92 S., Bonn (Deutsche Forschungsgemeinschaft)

BAUMANN, H., 1964: Über das Verhalten des oberflächennahen Grundwassers.- Deutsch. Gewässerkundl. Mitt., Teil 1: 8 (3), 65 - 73, Teil 2: Sonderheft 1965, 39 - 45, Koblenz

BENDAT, J. S. & PIERSOL, A. G., 1971: Random data: analysis and measurement procedures.- 407 S., New York etc. (Wiley)

BLOEMEN, G. W., 1968: Determination of constant rate deep recharge or discharge from groundwater level.- J. Hydrology, 6, 58 - 68, Amsterdam

BRONSTEIN, I. N. & SEMENDJAJEW, K. A., 1967: Taschenbuch der Mathematik.- 585 S., Leipzig (Teubner)

BURRE, O., 1960: Untersuchungen über die Berechnung der dem Grundwasser von den Niederschlägen zugehenden Wassermengen aus den Bewegungen des Grundwasserspiegels.- Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 30, 67 S., Wiesbaden

BUSCH, K. F. & LUCKNER, L., 1967: Grundgesetze der modernen Grundwasserhydraulik.- Bergbautechnik, 17 (7), 355 - 361, Leipzig

- 1974: Geohydraulik.- 442 S., Stuttgart (Enke)

CASTANY, G., 1963: Traité pratique des eaux souterraines.- 657 S., Paris (Dunod)

CHOW, V. T., 1964: Handbook of applied hydrology.- getr. Pag., New York (McGraw-Hill)

CHOW, V. T. & KARELIOTIS, S. J., 1970: Analysis of stochastic hydrologic systems.- Water Resources Research, 6 (6), 1569 - 1582, Washington

CRAWFORD, N. H. & LINSLEY, R. K., 1966: Digital simulation in hydrology, Stanford watershed model IV.- techn. Rep.39, Dep. civ. Engng., Stanford Univ., Stanford

DAMMANN, W., 1965: Meteorologische Verdunstungsmessung, Näherungsformeln und die Verdunstung in Deutschland.- Wasserwirtschaft, 55 (10), 315 - 321, Stuttgart

DAVIS, J. C., 1973: Statistics and data analysis in geology.- 550 S., New York etc. (Wiley)

DAWDY, D. R., 1969: Mathematical modeling in hydrology.- The Progress in Hydrology, Proc. 1st Internat. Symposium Hydrology Prof., 1, Dep. civ. Engng., 346 - 361, Univ. Illinois, Urbana

DAWDY, D. R. & O'DONNELL, T., 1965: Mathematical models of catchment behavior.- J. Hydraul. Div., Amer. Soc. Civil Engng., 91 (4), 123 - 136, New York

DEGALLIER, R., 1965: Réflexions et questions sur l'alimentation des nappes d'eau souterraine.- Chron. Hydrogéol., 5, 7 - 31, Paris

- 1969: Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes.- Bull. Bureau Rech. Geol. Min. (deuxième Série) Section III, No. 2, 7 - 56, Paris

- 1972: Un modèle de simulation des écoulements superficiels et souterrains: le modèle SIMERO.- Bull. Bureau Rech. Geol. Min. (deuxième Série) Section III, No. 3, 23 - 42, Paris

DENNER, J., 1934: Die wasserwirtschaftliche Bedeutung der künstlichen Anreicherung des Grundwassers unter besonderer Berücksichtigung der Wasserwirtschaft Groß-Berlins.- Gas- u. Wasserfach (gwf), 77 (24, 25, 26, 27), 413 - 419, 429 - 433, 444 - 447, 462 - 467, München

- 1947: Der Grundwasserstand als Spiegelbild der Entwicklung und Wirtschaftslage Berlins.- Technik, 2 (2), 59 - 65, Berlin

- 1956: Der Trend des Grundwasserstandes in langen Reihen.- Bes. Mitt. zu Deutsch. Gewässerkundl. Jb., 12, 17 - 27, Koblenz

- 1958: Zum Grundwasser Berlins.- Deutsch. Gewässerkundl. Mitt., Sonderheft 1958, 13 - 22, Koblenz

- 1965: Untersuchung der Gesetzmäßigkeit in den Beziehungen zwischen Grundwasser und Niederschlag in längeren Zeitspannen.- Deutsch. Gewässerkundl. Mitt., 9 (4), 73 - 84, Koblenz

DENNER, J. & MÖSENTHIN, F., 1938: Die Grundwasserverhältnisse in Berlin-Innenstadt seit 1870.- Deutsch. Wasserwirtschaft, 33 (1), 3 - 11, Stuttgart

DOMENICO, P. A., 1972: Concepts and models in groundwater hydrology.- 405 S., New York etc. (McGraw-Hill)

DYCK, S., 1971: Vorarbeiten und methodische Grundsätze zur Modellierung hydrologischer Systeme im Rahmen von Wasserwirtschaftssystemen.- Wasserwirtschaft Wassertechnik, 21 (1), 6 - 10, Berlin

DYHR-NIELSEN, M., 1972: Loss of information by discretizing hydrologic series.- Hydrology Papers, 54, Colorado State Univ., 57 S., Fort Collins

EAGLESON, P. S., 1970: Dynamic hydrology.- 462 S., New York etc. (McGraw-Hill)

EINSELE, G., 1975: Eichung der Grundwasser-Ganglinien zur Bestimmung der Grundwasserneubildung und des Grundwasserabflusses.- Z. dt. geol. Ges., 126, 293 - 315, Hannover

FARVOLDEN, R. N., 1968: Methods of study of the groundwater budget in North America.- Publ. Internat. Assoz. sci. Hydrology (Bern), 77, 108 - 124, Gentbrugge

FERRIS, J. G., 1951: Cyclic fluctuations of water level as a basis for determining aquifer transmissibility.- Publ. Internat. Assoz. sci. Hydrology (Bruxelles), 33, 148 - 155, Gentbrugge

FREEZE, A. R., 1969: The mechanism of natural groundwater recharge and discharge: 1. One dimensional, vertical, unsteady, unsaturated flow above a recharging or discharging groundwater flow system.- Water Resources Research, 5 (1), 153 - 171, Washington

Gewässerkundlicher Jahresbericht des Landes Berlin; Abflußjahre 1966 - 1973.- Senator Bau- u. Wohnungswesen, Berlin

GÖHRE, K., 1949: Der Wasserhaushalt im Boden (nach Messungen in Eberswalde).- Z. Meteor., 3 (1/2), 13 - 19, Berlin

GRÜNEWALD, U., 1971: Objektive Methoden der Parameterschätzung bei Modellen der Hydrologie.- Wasserwirtschaft Wassertechnik, 21 (12), 418 - 423, Berlin

HANSEL, N. & SCHÄFER, U., 1970: Beschreibung (Typung) und Deutung von Inhomogenitäten und Inkonsistenzen von hydrologischen Zeitreihen.- Wiss. Z. Techn. Univ. Dresden, 19 (4), 1039 - 1046, Dresden

HAUDE, W., 1954: Zur praktischen Bestimmung der aktuellen und potentiellen Evaporation und Evapotranspiration.- Mitt. deutsch. Wetterdienst, 8, 3 - 22, Bad Kissingen

HAUDE, W., 1959: Die Verteilung der potentiellen Verdunstung in Ägypten.- Erdkunde, 13 (3), 214 - 224, Bonn

HEINRICHSDORF, F., 1970: Umwandlung von Grundwasserspiegelständen in Abflüsse.- Wasserwirtschaft, 60 (5), 161 - 167, Stuttgart

HOFFMANN, K., 1973: Untersuchungen zur Grundwasserneubildung im Rahmen einer regionalen Entwicklungsplanung in Madagaskar.- Z. Deutsch. Geol. Ges., 124, 613 - 634, Hannover

HÜNERBERG, K., 1970: Siedlungswasserwirtschaft am Beispiel von Berlin.- gwf Wasser/Abwasser, 111 (6), 320 - 324, München

HUSEMANN, C. & WESCHE, J., 1964: Der Wasserhaushalt und die Wasserbilanz eines lehmigen Sandbodens nach Untersuchungen in wägbaren Lysimetergefäßen (Berlin-Dahlem 1960 bis 1963).- Z. Kulturtechn. Flurbereinigung, 5 (5/6), 364 - 389, Berlin/Hamburg

JACOB, C. E., 1943: Correlation of ground-water levels and precipitation on Long Island.- Amer. Geophys. Union Trans., Teil 1: Vol. 24 (1943), 564 - 573, Teil 2: Vol. 25 (1944), 928 - 939, Washington

JULIAN, P. R., 1967: Variance spectrum analysis.- Water Resources Research, 3 (3), 831 - 845, Washington

KELLER, H., 1916: Ober- und unterirdische Wasserwirtschaft im Spree- und Havelgebiet.- 45 S., Landesanst. f. Gewässerkd., Berlin

KISIEL, C. C., 1969: Time series analysis of hydrologic data.- Advances in Hydroscience, 5, 1 - 119, New York/London (Academic Press)

KITTNER, H., STARKE, W. & WISSEL, D., 1967: Wasserversorgung.- 731 S., Berlin (Bauwesen)

KLOOS, R., 1963: Die Grundwasserverhältnisse in Berlin (West), insbesondere in den letzten 10 Jahren.- Wasserwirtschaft, 53 (10), 361 - 369, Stuttgart

- 1965: Beitrag zum Verhalten des Grundwassers in Berlin (West) von 1954 - 1964.- Wasserwirtschaft, 55, 391 - 396, Stuttgart

KÖHLER, H., 1926: Über Dampfspannungsformeln.- Meteorolog. Z., 43, 67, Berlin

KÜNITZER, W., 1956: Uferfiltration - chemisch gesehen Eine Studie im Wasserfassungsbereich Lindwerder der Berliner Wasserwerke.- gwf Wasser/Abwasser, 97 (10), 422 - 425, München

LANGBEIN, W. B., 1960: Water levels as indicators of long-term precipitation or runoff.- Publ. Internat. Assoz. sci. Hydrology (Helsinki), 51, 517 - 525, Gentbrugge

LAW, A. G., 1974: Stochastic analysis of groundwater level time series in the Western United States.- Hydrology Papers, 68, Colorado State Univ., 26 S., Fort Collins

LEBEDEV, A. V., 1961: Determination du coefficient de piezotransmissibilite d'apres les donnees des observations a poste fixe sur le regime des eaux souterraines.- Prospect. Protect. Sous-Sol, 7, 39 - 45, Paris

LIEBSCHER, H. J., 1970: Grundwasserneubildung und Verdunstung unter verschiedenen Niederschlags-, Boden- und Bewuchsverhältnissen.- Wasserwirtschaft, 60 (5), 168 - 173, Stuttgart

MATALAS, N. C., 1963: Autocorrelation of rainfall and streamflow minimums.- US Geol. Survey, Profess. Paper, 434 - B, 10 S., Washington

MOREL-SEYTOUX, H. J., 1973: Two-phase flows in porous media.- Advances in Hydroscience, 9, 119 - 202, New York/London (Academic Press)

NILSSON, L. Y., 1968: Short-time variation of the ground water and its reasons.- Ground Water Problems, Proc. internat. Symposium Stockholm 1966, 57 - 72, Oxford (Pergamon)

PECHER, R., 1969: Der Abflußbeiwert und seine Abhängigkeit von der Regendauer.- Ber. Inst. Wasserwirtsch. u. Gesundheitswes., TH München, 2, 140 S., München

PLATE, E., 1971: Analyse stochastischer Zeitreihen.- Mitt. Inst. Wasserbau III, Univ. Karlsruhe, 1, 94 S., Karlsruhe

- 1972: Die Zerlegung einer Ganglinie in Trend, periodischen und Zufallsanteil.- Deutscher Verband f. Wasserwirtschaft, 4. Fortbildungslehrgang Hydrologie, Sonderdruck, 24 S., Karlsruhe

QUIMPO, R. G., 1968 a: Stochastic analysis of daily river flows.- J. Hydraul. Div., Amer. Soc. Civil Engng., 94 (1), 43 - 57, New York

- 1968 b: Autocorrelation and spectral analysis in hydrology.- J. Hydraul. Div., Amer. Soc. Civil Engng., 94 (2), 361 - 373, New York

QUIMPO, R. G. & YANG, J., 1970: Sampling considerations in stream discharge and temperature measurements.- Water Resources Research, 6 (6), 1771 - 1774, Washington

RENGER, M., GIESEL, W., STREBEL, O. & LORCH, S., 1970: Erste Ergebnisse zur quantitativen Erfassung der Wasserhaushaltskomponenten in der ungesättigten Bodenzone.- Z. Pflanzenernährung Bodenkd., 126 (1), 15 - 33, Weinheim

RODRIGUEZ-ITURBE, I. & NORDIN, C. F., 1968: Time series analyses of water and sediment discharges.- Bull. Internat. Assoz. sci. Hydrology, 13 (2), 68 - 84, Gentbrugge

RORABAUGH, M. I., 1956: Prediction of ground-water levels on basis of rainfall and temperature correlations.- Amer. Geophys. Union Trans., 37, 436 - 441, Washington

- 1960: Use of water levels in estimating aquifer constants in a finite aquifer.- Publ. Internat. Assoz. sci. Hydrology (Helsinki), 52, 314 - 323, Gentbrugge

- 1964: Estimating changes in bank storage and ground-water contribution to streamflow.- Publ. Internat. Assoz. sci. Hydrology (Berkeley), 63, 432 - 441, Gentbrugge

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P., 1966: Lehrbuch der Bodenkunde.- 473 S., Stuttgart (Enke)

SCHLAAK, P., 1972: Mittlere und extreme Niederschlagsverhältnisse in Berlin.- Beilage zur Berliner Wetterkarte, 24 S., Berlin

SCHUBACH, K., 1973: Abhängigkeit der Sickerung von Bodenart, Bodenzustand und meteorologischen Faktoren nach langjährigen lysimetrischen Beobachtungen.- Deutsch. Gewässerkundl. Mitt., 17 (2), 44 - 47, Koblenz

SCHULTZ, G. A., 1972: Speicherbemessung.- Deutscher Verband f. Wasserwirtschaft, 4. Fortbildungslehrgang Hydrologie, Sonderdruck, 29 S., Karlsruhe

TAUBENHEIM, J., 1969: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten.- 386 S., Leipzig (Akadem. Verlagsges.)

TESSENDORFF, H., 1973: Verbrauchsentwicklung und Bedarfsdeckung im Versorgungsraum der Berliner Wasserwerke in den 70er Jahren.- gwf Wasser/Abwasser, 114 (1), 1 - 9, Stuttgart

- 1973: Die Wasserversorgung in Berlin.- gwf Wasser/Abwasser, 114 (11), 505 - 511, Stuttgart

TISON, G., 1965: Fluctuations in ground-water levels.- Advances in Geophysics, 11, 303 - 326, New York/London (Academic Press)

TODD, D. K., 1964: Groundwater hydrology.- 336 S., New York etc. (Wiley)

UBELL, K., 1961: Über die Gesetzmäßigkeiten des Grundwassergangs und des Grundwasserhaushalts in Flachlandgebieten.- Wasserwirtschaft Wassertechnik, 11 (8), 366 - 372, Berlin

UDLUFT, P., 1973: Beitrag zur Bestimmung des nutzbaren Porenraums der Münchner Schotterebene.- gwf Wasser/Abwasser, 114 (11), 521 - 524, München

UHLIG, S., 1956: Der mittlere Jahresgang des ausschöpfbaren Bodenfeuchtegehaltes.- Wasserwirtschaft, 46 (5), 121 - 126, Stuttgart

VETTERLEIN, E., 1961: Zu Fragen des Wasserhaushalts und der Wasserversickerung im Boden unter besonderer Berücksichtigung der Grundwasserneubildung.- Wasserwirtschaft Wassertechnik, 11 (8), 358 - 366, Berlin

WARD, R. C., 1963: The effect of site factors on water-table fluctuations.- J. Hydrology, 1 , 151 - 165, Amsterdam

WESCHE, J., 1970: Weitere Ergebnisse aus Bodenwasserhaushalts-Messungen in der Dahlemer Lysimeteranlage.- Z. Kulturtechn. Flurbereinigung, 11 (4), 229 - 248, Berlin/Hamburg

WOLDSTEDT, P. & DUPHORN, K., 1974: Norddeutschland und angrenzende Gebiete im Eiszeitalter.- 500 S., Stuttgart

YEVJEVICH, V., 1963: Fluctuations of wet and dry years.- Teil 1: Research data assembly and mathematical models, Hydrology Papers, 1, Teil 2: Analysis by serial correlations, Hydrology Papers, 4, Colorado State Univ., Fort Collins

- 1972: Stochastic processes in hydrology.- 276 S., Fort Collins (Water Resources Publ.)

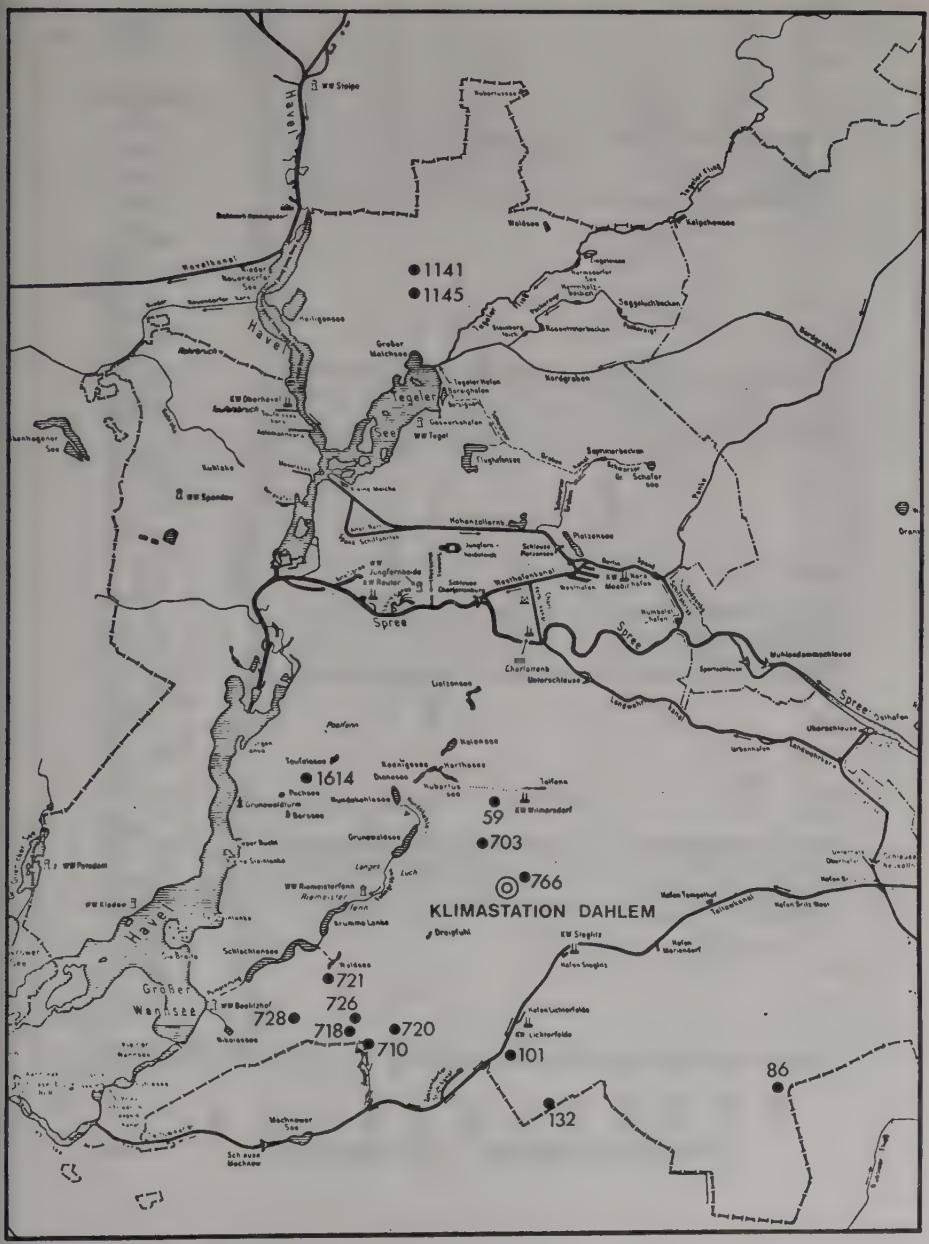
YEVJEVICH, V. & JENG, R. I., 1967: Effects of inconsistency and non-homogeneity on hydrologic time series.- Proc. internat. Hydrology Symposium (Fort Collins, Sept. 1967), Fort Collins

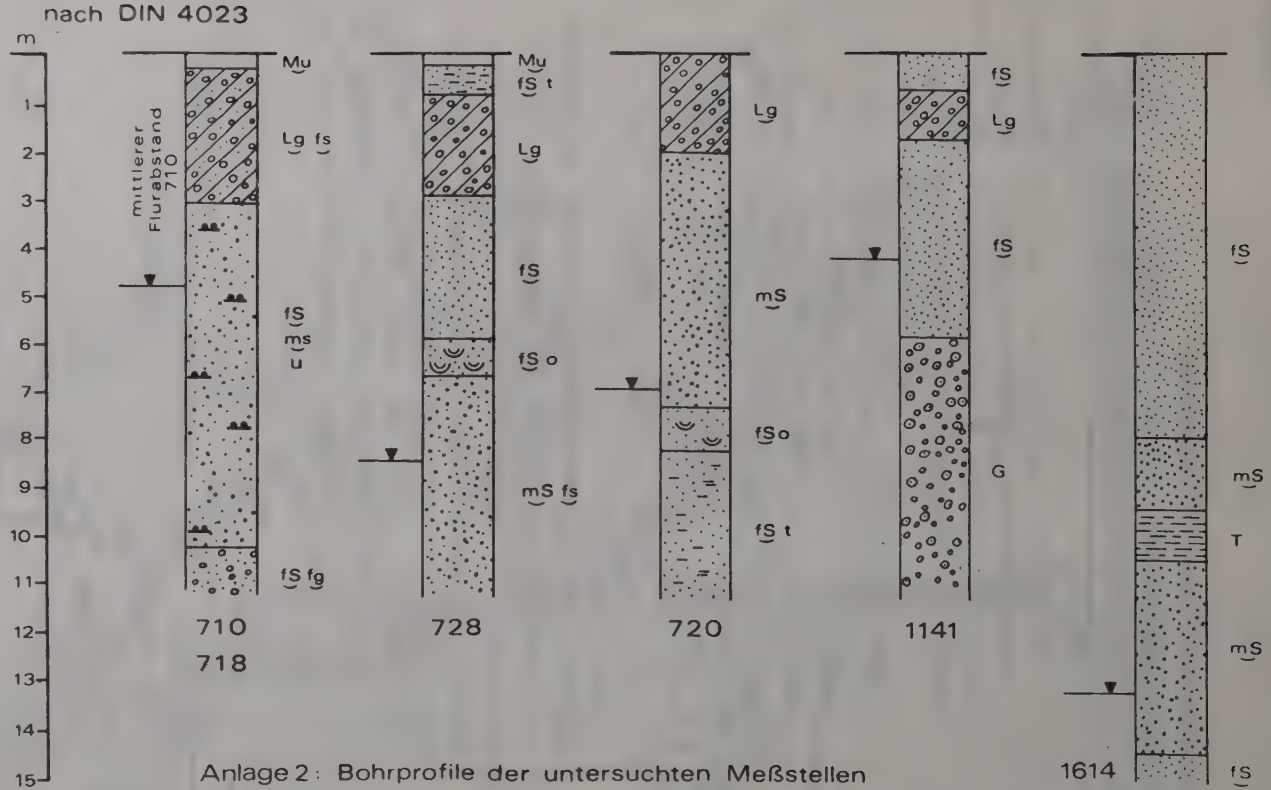
Geologische Übersichtskarte von Berlin (West), Maßstab 1 : 50.000, Senator für Bau- und Wohnungswesen, Berlin (1971)

Geologische Karte von Berlin (West), Maßstab 1 : 10.000, Karten Nr.: 403 (1969), 404 (1968), 412 (1970), 413 (1957), 414 (1964), 423 (1956), 424 (1962), 425 (1961), 433 (1963), 434 (1970), Senator für Bau- und Wohnungswesen, Berlin

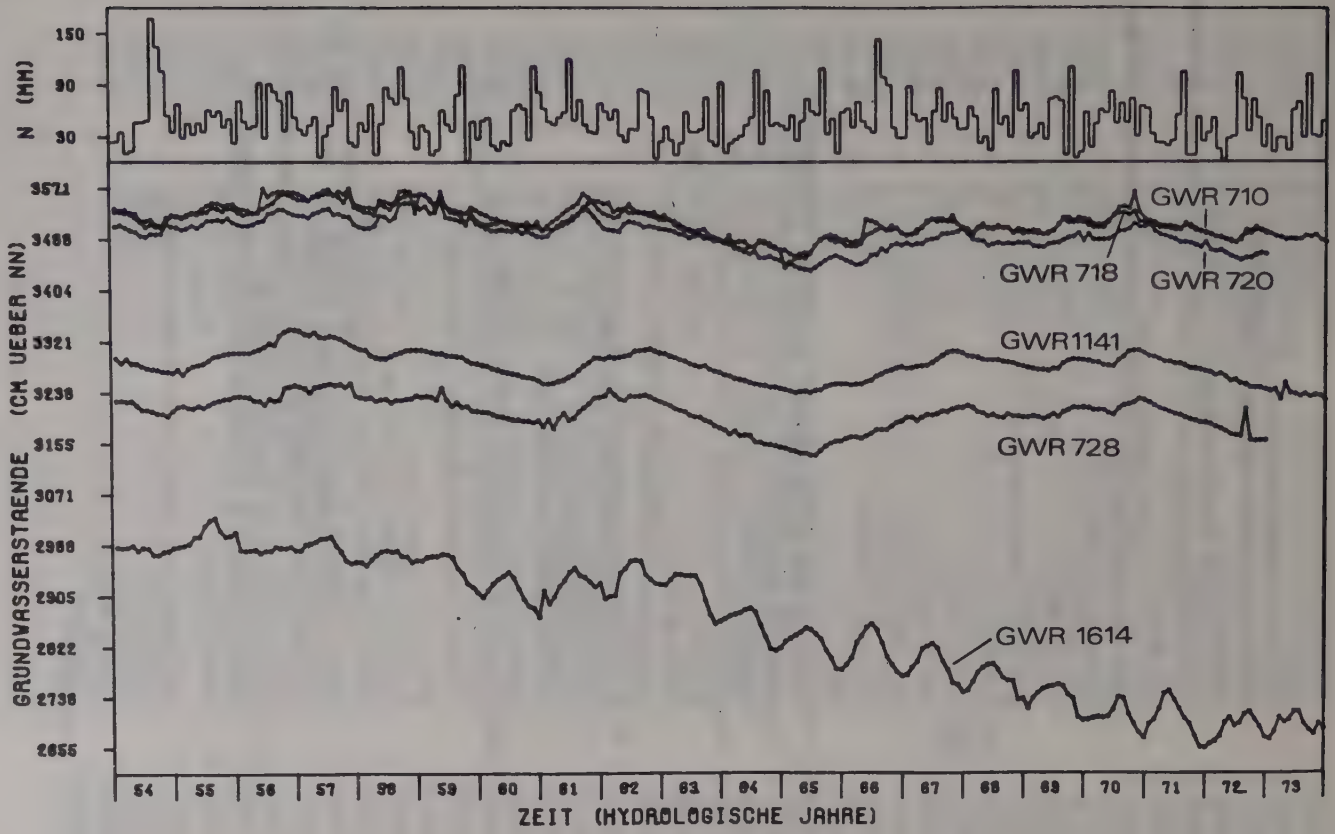
Übersichtskarte der untersuchten Beobachtungsbrunnen

(vereinfacht nach: „Gewässerkundlicher Jahresbericht des Landes Berlin, 1973")





Anlage 2: Bohrprofile der untersuchten Meßstellen



Anlage 3: Ganglinien der Grundwassermeßstellen GWR 710, 718, 720, 728, 1141, 1614

```
C      ****************************************************************
C       ZEMEAN
C      PROGRAMM ZUR ZEITBEREICHSANALYSE
C      MITTELWERT,STANDARDABWEICHUNG,LINEARER TREND
C      AUTOKORRELATION
C      FOURIER ANALYSE (POWER SPEKTRUM)
C        PROGRAMMEINHEITEN AUS DAVIS,J.C.,1973 : STATISTICS AND DATA ANALYSIS
C        IN GEOLOGY
C       GERECHNET AUF AEG/TELEFUNKEN TR 440
C      ****************************************************************
       DIMENSION X(800,2),XF(4)
       READ (5,1000) XF
       READ (5,1001) N
       DO 100 I=1,N
       READ (5,XF) (X(I,J),J=1,2)
  100 CONTINUE
 1000 FORMAT (4A4)
 1001 FORMAT ( I3)
       CALL MEAN (X,N)
       CALL LINTRE (X,N,E)
       CALL AUTOCR (E,Y,N)
       CALL FOURER (E,Z,Q,N)
       STOP
       END
C      PROGRAM TO COMPUTE THE VARIANCE AND MEAN OF 'N' SAMPLES
       SUBROUTINE MEAN (X,NS)
       DIMENSION X(800,2)
       SUMX=0.0
       SUMX2=0.0
       DO 100 I=1,NS
       SUMX=SUMX+X(I,2)
       SUMX2=SUMX2+X(I,2)*X(I,2)
  100 CONTINUE
       VAR=(FLOAT(NS)*SUMX2-SUMX*SUMX)/FLOAT(NS*(NS-1))
       STDEV=SQRT(VAR)
       AMEAN=SUMX/FLOAT(NS)
       WRITE (6,2000)NS,VAR,STDEV,AMEAN
       RETURN
 2000 FORMAT (/,8X,20HNUMBER OF SAMPLES = ,I10,/,8X,
     122HVARIANCE OF SAMPLES = ,F10.3,/,8X,21HSTANDARD DEVIATION =
     2 ,F10.3,/,8X,18HMEAN OF SAMPLES = ,F10.3,//)
       END
       SUBROUTINE LINTRE (A,N,E)
C      PROGRAM TO COMPUTE A LINEAR TREND
C      ARRAY A CONTAINS X AND Y DATA THAT IS READ IN
C      ARRAY B CONTAINS THE COEFFICIENTS OF THE UNKNOWN B'S
C      ARRAY C ORIGINALLY IS A VECTOR THAT CONTAINS THE SUM OF THE Y'S
C      AND THE SUMS OF THE CROSSPRODUCTS OF X AND Y
C      AFTER THE NORMAL EQUATIONS ARE SOLVED ,ARRAY C CONTAINS THE
C      COEFFICIENTS OF THE REGRESSION EQUATION
C      ARRAY D CONTAINS X, Y, Y-CALCULATED, AND DEVIATIONS FOR ALL
C      DATA POINTS.
C
       DIMENSION A(800,2),B( 2,2),C( 2),D(800,4),E(800)
       DO 100 I=1,2
       C(I)=0.0
       DO 101 J=1,2
       B(I,J)=0.0
  101 CONTINUE
```

```
000610     100 CONTINUE
000620         DO 102 I=1,N
000630         B(1,1)=B(1,1)+1.0
000640         B(1,2)=B(1,2)+A(I,1)
000650         B(2,2)=B(2,2)+A(I,1)*A(I,1)
000660         C(1)=C(1)+A(I,2)
000670         C(2)=C(2)+A(I,1)*A(I,2)
000680     102 CONTINUE
000690         B(2,1)=B(1,2)
000700         CALL PRINTM (B,2,2,2,2)
000710         WRITE( 6,1001)
000720         CALL PRINTM(C,1,2,1,2)
000730         WRITE(6,1002)
000740         CALL SLE(B,C,2,2,1.0E-05)
000750         CALL PRINTM(C,1,2,1,2)
000760         WRITE (6,1003)
000770         DO 103 I=1,N
000780         D(I,1)=A(I,1)
000790         D(I,2)=A(I,2)
000800         D(I,3)=C(1)+C(2)*D(I,1)
000810         D(I,4)=D(I,2)-D(I,3)
000820         E(I)=D(I,4)
000830     103 CONTINUE
000840         RETURN
000850     1001 FORMAT(/' COEF. MATRIX OF UNKNOWN PARAMETERS IN NORMAL EQNS')
000860     1002 FORMAT(/' VECTOR OF CROSSPRODUCTS OF X AND Y')
000870     1003 FORMAT(/' THE PARAMETERS OF THE REGRESSION EQUATION')
000880     1004 FORMAT(/' COL 1=X VARIABLE' /' COL 2=Y VARIABLE' /
000890         1' COL 3=Y VALUE BASED ON REGRESSION EQN' /' COL 4=COL 2-COL 3')
000900     1005 FORMAT (2F8.2)
000910         END
000920         SUBROUTINE AUTOCR(XIN,XOUT,NIN)
000930 C
000940 C      SUBROUTINE TO COMPUTE AUTOCORRELATION FUNCTION OF
000950 C      A DATA SEQUENCE, FROM ZERO LAG TO LAG=NIN/ 5.INPUT
000960 C      SEQUENCE IS XIN AND CONTAINS NIN POINTS.
000970 C      AUTOCORRELATION IS RETURNED IN ARRAY XOUT, WHICH IS
000980 C      NOT POINTS LONG.
000990 C      SUBROUTINES REQUIRED ARE TSPLOT, READM,PRINTM.
001000 C      ***********************************************************
001010 C
001020         DIMENSION XIN(800),XOUT(800)
001030         CALL TSPLOT(XIN,NIN,2)
001040         WRITE (6,1000)
001050         WRITE (6,2000)
001060         AIN1=FLOAT(NIN)
001070         AIN2=AIN1-2.0
001080         CL1=(SQRT (AIN2)*1.64-1.0)/(AIN1-1.0)
001090         CL2= ((SQRT(AIN2)*1.64)*(-1.0)-1.0)/(AIN1-1.0)
001100         WRITE (6,1010) CL1,CL2
001110     1010 FORMAT (1H0,27HCONFIDENCE LIMITS FOR 95% =,F7.3,8X,F7.3)
001120         NOT=NIN/ 5+1
001130         DO 101 I=1,NOT
001140         SX=0.0
001150         SY=0.0
001160         SXX=0.0
001170         SYY=0.0
```

```
001210          SXY=0.0
001220          L=NIN-I+1
001230          DO 102 J=1,L
001240          K=J+I-1
001250          SX=SX+XIN(J)
001260          SY=SY+XIN(K)
001270          SXX=SXX+XIN(J)*XIN(J)
001280          SYY=SYY+XIN(K)*XIN(K)
001290          SXY=SXY+XIN(J)*XIN(K)
001300      102 CONTINUE
001310          AL=L
001320          ALL=L*L
001330          COV=(SXY/AL)-(SX*SY/ALL)
001340          VAR1=(SXX/AL)-(SX* SX/ALL)
001350          VAR2=(SYY/AL)-(SY* SY/ALL)
001360          R=COV/(VAR1*VAR2)**0.5
001370          XOUT(I)=R
001380          I1=I-1
001390            I2=1
001400          Z=FLOAT(I)
001410          WRITE (15,2010) Z,R
001420     2010 FORMAT (2F15.5)
001430          WRITE (6,2001) I1,I2,L,I,NIN,R
001440      101 CONTINUE
001450          CALL TSPLOT(XOUT,NOT,1)
001460          WRITE (6,1001)
001470     2000 FORMAT(1H1,8X,'LAG',10X,'TERMS THAT ARE BEING CORRELATED',4X,
001480         1'AUTOCORRELATION'/,6X,'POSITION',6X,'FIRST SET',11X,'SECOND SET',
001490         2 10X,'COEFFICIENT')
001500     2001 FORMAT(1X,5I10,F15.6)
001510     1000 FORMAT(/' PLOT OF INPOT DATA SEQUENCE')
001520     1001 FORMAT(/' PLOT OF AUTOCORRELATION COEFFICIENTS')
001530     2002 FORMAT(/' INPUT DATA SEQUENCE')
001540          RETURN
001550          END
001560          SUBROUTINE FOURER (XIN,XOUT,XS,NIN)
001570      C   XIN IS THE ARRAY OF EQUALLY SPACED DATA POINTS.
001580      C   XOUT IS THE ARRAY CONTAINING THE POWER SPECTRUM.
001600      C   LAMBDA IS ASSUMED EQUAL TO NIN, WHICH IS THE LENGTH OF XIN.
001610      C    SUBROUTINES NEEDED ARE PRINTM AND TSPLOT
001620      C
001630           DIMENSION XIN(400),XOUT(400),XS(400)
001540          NN=400
001650          CC=6.2831854/FLOAT(NIN)
001660          R=2.0/FLOAT(NIN)
001670          N2=NIN/2+1
001680          WRITE( 6,2003)
001690          DO 100 I=1,N2
001700          SCN=0.0
001710          SSN=0.0
001720          DO 101 J=1,NIN
001730          ARG=FLOAT(I-1)*FLOAT(J-1)*CC
001740          SCN=SCN+XIN(J)*COS(ARG)
001750          SSN=SSN+XIN(J)*SIN(ARG)
001760      101 CONTINUE
001770          A=SCN*R
001780          IF (I .EQ. 1) A=A/2.0
001790          B=SSN*R
001800          S=A*A+B*B
```

```
001810          XOUT(I)=S
001820          I1=I-1
001830          ZZ=FLOAT(I)
001840          WRITE (6,2004)I1,A,B,S
001850          XOUT(I)=S
001860      100 CONTINUE
001870          CALL TSPLOT(XOUT,N2,2)
001880          WRITE(6,2005)
001890          RETURN
001900     2001 FORMAT(1H0,5X,'INPUT DATA MATRIX')
001910     2002 FORMAT(1H0,5X,'PLOT OF INPUT DATA')
001920     2003 FORMAT(1H1,4X,'HARMONIC',3X,'A COEF',7X,'B COEF',12X,'POWER'
001930         1/5X,'NUMBER',33X,'SPECTRUM')
001940     2004 FORMAT(1X,I6,3F15.5)
001950     2005 FORMAT(1H0,5X,'PLOT OF POWER SPECTRUM')
001960     2006 FORMAT(1H0,5X,'LOGRITHMIC  PLOT OF POWER SPECTRUM')
001970     2007 FORMAT(1H0,5X,'PLOT OF SMOOTHED POWER SPECTRUM')
001980     2008 FORMAT(1H0,5X,'LOGRITHMIC PLOT OF SMOOTHED POWER SPECTRUM')
001990          END
002000  C       SUBROUTINE TO PRINT A MATRIX
002010          SUBROUTINE PRINTM (A,N,M,N1,M1)
002020          DIMENSION A(N1,M1)
002030  C       PRINT MATRIX OUT IN STRIPS OF 10 COLUMNS
002040          DO 100 IB=1,M,10
002050          IE=IB+9
002060          IF (IE-M) 2,2,1
002070        1 IE=M
002080        2 WRITE (6,2000) (I,I=IB,IE)
002090          DO 101 J=1,N
002100          WRITE (6,2001) J,(A(J,K),K=IB,IE)
002110      101 CONTINUE
002120      100 CONTINUE
002130          RETURN
002140     2000 FORMAT (1H0,1X,10I12)
002150     2001 FORMAT (1H0,I5,10F12.4)
002160          END
002170  C       PROGRAM TO PLOT 1-DIMENSIONAL DATA ON THE LINE PRINTER.
002180          SUBROUTINE  TSPLOT(X,N,ITYPE)
002190  C       X IS THE 1 DIMENSIONAL ARRAY TO BE PLOTTED.
002200  C       N IS THE NUMBER OF ELEMENTS IN X THAT ARE TO BE PLOTTED
002210  C       IF ITYPE=1,THE DATA TO BE PLOTTED WILL HAVE RANGE (-1,1)
002220  C       IF ITYPE=2, ANY DATA MAY BE PLOTTED.THE ORIGINAL
002230  C       X ARRAY WILL NOT BE DESTROYED.
002240  C
002250          DIMENSION X(1),IOUT(61),XX(13)
002260          DATA II,ISTAR,IBLNK/'I','*',' '/
002270          IF (ITYPE .NE. 1) GO TO 11
002280          XMIN=-1.0
002290          XMAX=+1.0
002300          GO TO 12
002310       11 XMIN=X(1)
002320          XMAX=XMIN
002330          DO 100 I=1,N
002340
002350
002360          IF (X(I) .LT. XMIN) XMIN=X(I)
002370          IF(X(I).GT. XMAX) XMAX=X(I)
002380      100 CONTINUE
002390          IF (ITYPE .NE. 3) GO TO 12
002400          XMIN=ALOG10(XMIN)
```

```
002410          XMAX=ALOG10(XMAX)
002420       12 DX=XMAX-XMIN
002430          XXX=XMIN
002440
002450          DO 101 I=1,13
002460          XX(I)=XXX
002470          IF (ITYPE .EQ. 3) XX(I)=10.0**XXX
002480          XXX=XXX+DX/12.0
002490      101 CONTINUE
002500          WRITE (6,2004)
002510          WRITE (6,2000)(XX(I),I=2,12,2)
002520          WRITE (6,2001) (XX(I),I=1,13,2)
002530          WRITE (6,2002)
002540          DO 102 I=1,N
002550          DO 103 J=1,61
002560          IOUT(J)=IBLNK
002570      103 CONTINUE
002580          DO 104 J=1,61,10
002590          IOUT(J)=II
002600      104 CONTINUE
002610          XXX=X(I)
002620          IF (ITYPE .EQ. 3) XXX=ALOG10(XXX)
002630          XXA=(XXX-XMIN)*60./DX
002640          IIX=IFIX(XXA)
002650           IX=IIX+1
002660          IOUT(IX)=ISTAR
002670          WRITE (6,2003) X(I),IOUT
002680      102 CONTINUE
002690          WRITE (6,2002)
002700          WRITE (6,2001) (XX(I),I=1,13,2)
002710          WRITE (6,2000) (XX(I),I=2,12,2)
002720          RETURN
002730     2000 FORMAT (11X,6F10.4)
002740     2001 FORMAT (6X,7F10.4)
002750     2002 FORMAT (11X,'+',12('----------+'))
002760     2003 FORMAT (1X,F10.4,61A1)
002770     2004 FORMAT (1H1)
002780          END
002790  C
002800  C       SUBROUTINE FOR SOLUTION OF N SIMULTANEOUS EQUATIONS.
002810  C       MATRIX A IS N XN AND B IS A COLUMN VECTOR OF N ELEMENTS.
002820  C       A IS CONVERTED TO THE IDENTITY MATRIX.
002830  C       B CONTAINS SOLUTION.
002840  C
002850          SUBROUTINE SLE(A,B,N,N1,ZERO)
002860          DIMENSION A (N1,N1),B(N1)
002870          DO 100 I=1,N
002880          DIV=A(I,I)
002890          IF (ABS(DIV)-ZERO) 99,99,1
002900        1 DO 101 J=1,N
002910          A(I,J)=A(I,J)/DIV
002920      101 CONTINUE
002930          B(I)=B(I)/DIV
002940          DO 102 J=1,N
002950          IF (I-J) 2,102,2
002960        2 RATIO=A(J,I)
002970          DO 103 K=1,N
002980          A(J,K)=A(J,K)-RATIO*A(I,K)
002990      103 CONTINUE
003000          B(J)=B(J)-RATIO*B(I)
003010      102 CONTINUE
003020      100 CONTINUE
003030          RETURN
003040       99 STOP
003050          END
```

```
000010  C      ***********************************************************
000020  C        SIMOD
000030  C      DETERMINISTISCH MATHEMATISCHES MODELL ZUR SIMULATION VON
000040  C      GRUNDWASSERSTANDSGANGLINIEN     BEARBEITER:E.BUETOW 1975
000050  C      INSTITUT ANGEWANDTE GEOLOGIE FREIE UNIVERSITAET BERLIN
000060  C      GEREECHNET AUF AEG TELEFUNKEN TR 440
000070  C
000080  C      INPUTS:     LABEL  5-DATENLAENGE UND MODELLPARAMETER
000090  C                         -NIEDERSCHLAEGE
000100  C                  LABEL 10-TEMPERATUR UND DAMPFDRUCK DER LUFT
000110  C      OUTPUTS:    LABEL  6-DATENLAENGE UND MODELLPARAMETER
000120  C                         -MOEGLICHKEIT ZUR AUSGABE DER MONATS-
000130  C                          WERTE FUER DIE WASSERBILANZIERUNG
000140  C                  LABEL 20-AUSGABE DER SIMULIERTEN DATEN ZUR
000150  C                          WEARBEITUNG DURCH EIN PLOTTERPROGRAMMM ETC
000160  C       ***********************************************************
000170         INTEGER AWZ
000180          REAL NG,NE,NR,NVU,NV,NPV
000190        DIMENSION NV(250),NPV(250,10),GOUT(250),Z(250)
000200        READ (5,1000) N,MS,AWZ,CNE,CEP,BOA,OAS,POVN,AMPL,ALPHA
000210        WRITE (6,1001)
000220        WRITE (6,1002) N,MS,CNE,CEP,BOA,AWZ,OAS,POVN,AMPL,ALPHA
000230  C
000240        CALL AZONE (N,CNE,CEP,BOA,OAS,NV)
000250        CALL UNBOZ (N,NV,MS,NPV)
000260        CALL GEBOZ (N,MS,AWZ,NPV,AMPL,ALPHA,POVN,GOUT,Z)
000270  E
000280        STOP
000290   1000 FORMAT (3I3,7F8.2)
000300   1001 FORMAT (/10X,'MODELL ZUR SIMULATION VON GRUNDWASSERSTANDS
000310       1DATEN'//)
000320   1002 FORMAT (15X,35HDATENLAENGE                          N    =,I4,/,
000330       115X,35HINFILTRATIONSVERTEILUNG      MS   =,I4,/,
000340       215X,35HNIEDERSCHLAGSVARIABLE        CNE  =,F8.3,/,
000350       315X,35HEVAPOTRANSPORATION VAR.      CEP  =,F8.3,/,
000360       415X,35HAUSSCHOEPFBARE BODENFEUCHTE  BOA  =,F8.3,/,
000370       515X,35HANTWORTZEIT                  AWZ  =,I4,/,
000380       615X,35HOBERF.ABFLUSS(SCHWELLENWERT) OAS  =,F8.3,/,
000390       715X,35HNUTZBARES PORENVOLUMEN       POVN =,F8.3,/,
000400       815X,35HGRUNDWASSERSCHWANK. BEREICH  AMPL =,F8.3,/,
000410       915X,35HALPHA GRUNDWASSER ABFLUSS    ALPHA=,F8.3,//)
000420        END
000430  C
000440        SUBROUTINE AZONE (N,CNE,CEP,BOA,OAS,NV)
000450  C     BERECHNUNG DES AUS DER AUSTAUSCHZONE IN DIE BODENZONE 2
000460  C     INFILTRIERENDEN NIEDERSCHLAGES UNTER BERUECKSICHTIGUNG
000470  C          DER AKTUELLEN EVAPOTRANSPORATION (EPA)
000480  C          DER AUSSCHOEPFBAREN BODENFEUCHTE (BOA)
000490  C          DES OBERIRDISCHEN ABFLUSSES (OAB)
000500  C       ***********************************************************
000510        REAL NG,NE,NR,NVU,NV
000520        DIMENSION NG(250),NE(250),BON(250),EPE(250),EPA(250),NR(250)
000530       1,OAB(250),NV(250),BOD(250),NVU(250)
000540        CALL EVAPT (EPE,N,CEP)
000550        DO 200 I=1,N
000560        READ (5,2000) NG(I)
000570        NE(I)=NG(I)*CNE
000580        IF (I.EQ.1) GOTO 10
000590        BON(I)=BOD(I-1)+NE(I)
000600     10 BON(1)=BOA/2.0+NE(1)
```

```
000610          NR(I)=BON(I)-EPE(I)
000620          IF (NR(I)) 1,2,2
000630        1 EPA(I)=BON(I)
000640          BOD(I)=0.0
000650          NV(I)=0.0
000660          GOTO 7
000670        2 EPA(I)=EPE(I)
000680          NVU(I)=NR(I)-BOA
000690          IF (NVU(I)) 3,3,4
000700        3 NV(I)=0.0
000710          BOD(I)=NR(I)
000720          GOTO 7
000730        4 BOD(I)=BOA
000740          OAB(I)=NVU(I)-OAS
000750          IF(OAB(I)) 5,5,6
000760        5 NV(I)=NVU(I)
000770          GOTO 7
000780        6 NV(I)=OAS
000790          GOTO 7
000800        7 IF (NV(I) .LT. OAS) OAB (I)=0.0
000810          WRITE (6,2001)  NE(I),EPE(I),EPA(I),BOD(I),NV(I),OAB(I)
000820     2001 FORMAT (6(8X,F8.2))
000830      200 CONTINUE
000840          RETURN
000850     2000 FORMAT (8X,F8.2)
000860          END
000870  C
000880          SUBROUTINE UNBOZ (N,NV,MS,NPV)
000890  C       BERECHNUNG DES ZEITLICHEN VERLAUFES DER INFILTRATION
000900  C       INFOLGE DES FLURABSTANDES UND DES GEOLOGISCHEN AUFBAUS
000910  C       ***************************************************
000920          REAL NPV,NV
000930          DIMENSION NPV(250,10),SC(10),SCB(10),SCC(10),Z(250),NV(250)
000940          SCI=6.0/MS
000950          SCA=0.0
000960          DO 300 I=1,MS
000970          SCB(1)=SCI/2.0
000980          IF (I .GE. 2) SCB(I)=SCB(I-1)+SCI
000990          SCC(I)=SCB(I)*(-0.8)
001000          SC(I)=SCB(I)*EXP(SCC(I))
001010          SCA=SCA+SC(I)
001020      300 CONTINUE
001030          SM=1.0/SCA
001040          DO 301 I=1,N
001050          DO 302 J=1,MS
001060          NPV(I,J)=NV(I)*SC(J)*SM
001070      302 CONTINUE
001080      301 CONTINUE
001090          RETURN
001100          END
001110  C
001120          SUBROUTINE GEROZ (N,MS,AWZ,NPV,AMPL,ALPHA,POVN,GOUT,Z)
001130  C       BERECHNUNG DES GRUNDWASSERABLUSSES UND DER GRUNDWASSER
001140  C                                  STANDSAENDERUNG
001150  C       ***************************************************
001160          INTEGER AWZ
001170          REAL NPV
001180          DIMENSION NPV(250,10),GOUT(250),Z(250)
001190          K=1
001200          MN=AWZ
```

```
001210          ANU=(-1.0*ALOG(0.5))/ALPHA
001220          DO 400 L=MS,N
001230          J=MS
001240          SUM=0.0
001250          KK=K+MS-1
001260          DO 401 I=K,KK
001270          SUM=SUM+NDN(I,J)
001280          J=J-1
001290      401 CONTINUE
001300          PN=100.0/POWN
001310          SUM=SUM*PN*0.1
001320          K=K+1
001330          GA1=ANU+1.0
001340          GA2=(ALPHA*GA1)*(-1.0)
001350          GA3=EXP(GA2)
001360          GUN=(GA3*AMPL*2)+SUM
001370          GA4=GUN/(2*AMPL)
001380          ANU=(ALOG(GA4)/ALPHA)*(-1.0)
001390          GOUT(MN)=(-1.0)*(AMPL-GUN)
001400          Z(MN)=FLOAT(MN)
001410          WRITE (20,4000) Z(MN),GOUT(MN)
001420          MN=MN+1
001430      400 CONTINUE
001440            RETURN
001450     4000 FORMAT (2F8.2)
001460          END
001470      C
001480      C     BERECHNUNG DER POTENTIELLEN EVAPOTRANSPIRATION NACH HAUDE
001490      C     ********************************************************
001500          SUBROUTINE EVAOT (EPE,N,CEP)
001510          DIMENSION EPH(250),DD(250),T(250),EFH(12),MT(12),EPE(250)
001520          DATA EFH(1),EFH(2),EFH(3),EFH(4),EFH(5)/4*0.26,0.33/
001530          DATA EFH(6),EFH(7),EFH(8),EFH(9),EFH(10),EFH(11),EFH(12)/2*0.39,
001540         10.37,0.35,0.33,0.31,0.26/
001550          DATA MT(1),MT(2),MT(3),MT(4),MT(5),MT(6)/30,2*31,28,31,30/
001560          DATA MT(7),MT(8),MT(9),MT(10),MT(11),MT(12)/31,30,2*31,30,31/
001570          J=0
001580          DO 100 I=1,N
001590          READ (10,1000)  T(I),DD(I)
001600          J=J+1
001610          EEX=(7.45*T(I))/(235.0+T(I))
001620          E=4.58*(10.0**EEX)
001630          EPH(I)=((E-DD(I))*EFH(J))*MT(J)
001640          IF (J.EQ.12) J=0
001650          EPE(I)=EPH(I)*CEP
001660      100 CONTINUE
001670          RETURN
001680     1000 FORMAT (8X,2F8.2)
001690          END
```

LEBENSLAUF

Am 23. 6. 1944 in Koblenz geboren
Vater: Wolf J. Bütow, Baukaufmann
Mutter: Ingeborg Bütow geb. Krug
Besuch der Volksschule in Koblenz
Internatsaufenthalt im Are-Gymnasium in Bad Neuenahr
Abschluß: Abitur (1966), zwei Jahre Wehrdienst
April 1968: Beginn des Bauingenieurstudiums an der Technischen Universität Berlin
Vordiplom: Herbst 1970, Abschluß als Dipl. Ing.: April 1973
Vertiefungsfach: Wasserwirtschaft/Hydrologie
Sommer 1973: Wechsel an die Freie Universität Berlin
Arbeit an der Dissertation am Institut für Angewandte Geologie
(finanzielle Unterstützung durch 2-jähriges Promotionsstipendium)

Akademische Lehrer:

Freie Universität Berlin: BRÜHL, GIESE, LIST, REUTTER, SKALA, WOHLENBERG

Technische Universität Berlin: ALBRECHT, BLIND, KALLENBACH, LORENZ, MARZAHN, POMMERENKE, PILNY, SCHRECK, SEELIGER, STRUNZ, SZABO, TROSTEL, ZEIL

B. Ladewig - Dissertationsdruck - 1 Berlin 12 - Pestalozzistraße 106
Tel.: 3128885 - 3138198